

Saul Ribeiro

**ESTUDO PALEOAMBIENTAL DA BARREIRA COSTEIRA
ASSOCIADA À LAGOA DA CONCEIÇÃO
(FLORIANÓPOLIS/SC) BASEADO EM INDICADORES
SEDIMENTOLÓGICOS**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia, área de concentração Utilização e Conservação de Recursos Naturais do Centro de Filosofia e Ciências Humanas da Universidade Federal de Santa Catarina, para obtenção do grau de mestre em Geografia.

Orientadora: Dr^a Carla Bonetti

Florianópolis
2014

Ficha de identificação da obra elaborada pelo autor,
através do Programa de Geração Automática da Biblioteca Universitária da UFSC.

Ribeiro, Saul

ESTUDO PALEOAMBIENTAL DA BARREIRA COSTEIRA ASSOCIADA À
LAGOA DA CONCEIÇÃO (FLORIANÓPOLIS/SC) BASEADO EM
INDICADORES SEDIMENTOLÓGICOS / Saul Ribeiro ; orientador,
Drª Carla Bonetti - Florianópolis, SC, 2014.
124 p.

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Santa
Catarina, Centro de Filosofia e Ciências Humanas. Programa
de Pós-Graduação em Geografia.

Inclui referências

1. Geografia. 2. Sedimentologia. 3. Paleoambientes. 4.
Barreira Costeira. 5. Lagoa da Conceição. I. Bonetti, Drª
Carla. II. Universidade Federal de Santa Catarina.
Programa de Pós-Graduação em Geografia. III. Título.

Saul Ribeiro

**ESTUDO PALEOAMBIENTAL DA BARREIRA COSTEIRA
ASSOCIADA À LAGOA DA CONCEIÇÃO
(FLORIANÓPOLIS/SC) BASEADO EM INDICADORES
SEDIMENTOLÓGICOS**

Esta Dissertação foi julgada adequada para obtenção do Título de “Mestre em Geografia”, e aprovada em sua forma final pelo Programa de Pós-graduação em Geografia.

Florianópolis, 20 de Junho de 2014.

Prof. Dr. Márcio Rogério Silveira
Coordenador do Curso

Banca Examinadora:

Prof.^a Dr.^a Carla Bonetti
Orientadora
Universidade Federal de Santa Catarina - UFSC

Prof. Dr. Antonio Henrique da Fontoura Klein
Universidade Federal de Santa Catarina - UFSC

Prof.^a Dr.^a Janete Josina de Abreu
Universidade Federal de Santa Catarina - UFSC

Prof. Dr. Sérgio Rebello Dillenburg
Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS

AGRADECIMENTOS

Primeiramente gostaria de agradecer à professora Carla pelo apoio, aprendizado e amizade. Aos professores Jarbas, Klein e Sérgio, envolvidos neste projeto por todo auxílio prestado. À professora Janete pela ajuda e sugestões. A todo o pessoal do LOC, que participou da coleta dos testemunhos e, sobretudo, aos professores da UNIVALI, Rafael Sangoi Araujo e Marcos Paulo Berribillique, pelo empréstimo do equipamento e por toda ajuda logística em campo. Ao Diego e ao Guilherme que realizaram o perfil altimétrico da planície. Ao geólogo Rodrigo Del Omo Sato, pela ajuda na mineralogia e pelas opiniões.

Agradeço às colegas Júlia Biscaia, Luiza, Gabrielle e ao Volney, por todo auxílio nas análises granulométricas. À colega Júlia Gil, pela ajuda na parte dos foraminíferos.

Por fim agradeço a toda equipe do LOC, pela parceria, pelas ideias compartilhadas, pelas festas e mesas de bar.

RESUMO

Nesta pesquisa buscou-se a identificação de paleoambientes e a reconstituição de condições paleogeográficas na barreira costeira associada à Lagoa da Conceição e à Praia do Moçambique, tendo como base indicadores sedimentológicos e geoquímicos, complementados por estudos micropaleontológicos (microfauna de foraminíferos). Para tanto foram coletados quatro testemunhos alinhados em um transecto aproximadamente perpendicular à atual linha de costa, desde a margem leste da laguna até a duna frontal da referida praia. Foram realizadas análises granulométricas, morfométricas e composicionais nos testemunhos 03 e 04. Foi também obtida uma datação por carbono-14 no intervalo entre 143 – 145 cm de profundidade do T3, apontando idade entre 1821 – 2494 AP (idade calibrada, anos $\pm 2\sigma$), o que permite inferir que todo o pacote sedimentar observado ao longo do T3 (e por similaridade do T4), tenha sido depositado durante o Holoceno tardio, a partir do Máximo Transgressivo Holocênico de 5.100 anos A.P. O testemunho 03 caracterizou-se pela presença de areia fina a média, bem selecionada, predominância de assimetria positiva, índices elevados de arredondamento, circularidade e esfericidade dos grãos; valores do $\delta^{13}\text{C}$ indicativos de plantas terrestres como fonte de matéria orgânica predominante; laminae com sedimentos hidromórficos de coloração escura formados provavelmente em ambientes paludiais como depressões interdunas. Neste testemunho não foram encontrados ou estiveram presentes em teores muito baixos: organismos biomineralizadores; material carbonático; minerais pesados ou bioturbações. A partir destas evidências, concluiu-se que o depósito sedimentar analisado ao longo do T3, até a profundidade atingida (580 cm), é representativo de ambiente eólico, tendo o vento como principal agente de transporte. Já o testemunho 04 apresentou-se mais heterogêneo, tendo por um lado evidências de deposição eólica, e por outro, evidências de processos deposicionais associados a ambientes praias, como presença de intervalos formados por areia grossa e mal selecionada, alguns intervalos com assimetria negativa, presença de minerais pesados e no último intervalo amostrado (379 a 382 cm) um valor de $\delta^{13}\text{C}$ indicativo de fonte marinha. As características observadas neste testemunho sugerem a atuação de diferentes agentes deposicionais, com interdigitação das camadas sedimentares. Os intervalos formados por areia mais grossa e mal selecionada podem ser representativos de oscilações pretéritas na linha de costa; de processos deposicionais associados a eventos extremos (depósitos de *washover*); ou ainda

feições eólicas erosivas (deflacionais) como *blowouts*. Não foram encontradas evidências de depósitos paleolagunares, como intervalos lamosos ou ricos em matéria orgânica. O afloramento ocasional de camadas escuras hidromórficas na Praia do Moçambique sugere que, em algum momento durante o Holoceno tardio, a barreira tenha retrogradado continente adentro.

Palavras-chave: Sedimentologia. Paleoambientes. Sistema laguna barreira.

ABSTRACT

This study aimed the identification and the reconstruction of paleogeographic conditions in the coastal barrier associated to Lagoa da Conceição and to Praia do Moçambique, based on sedimentological and geochemical indicators, complemented by micropaleontological studies (foraminifera microfauna). Four lined up cores were collected in an approximately perpendicular transect to the current shoreline, from the east margin of the lagoon till the frontal dune of the beach. Grain size, morphological and compositional analyzes were performed for cores T03 and T04. A carbon-14 dating was obtained in the interval between 143-145 cm depth of T03, indicating an age between 1821-2494 BP (calibrated age, years $\pm 2\sigma$), which allows to infer that the whole sediment package observed over T03 (and by similarity, also on the T04), has been deposited during the late Holocene, from the maximum Holocene transgression around 5,100 years B.P. The core T03 was characterized by the presence of fine to medium sand, well sorted, predominantly positive asymmetry, high indices of roundness, circularity and sphericity of the grains; $\delta^{13}\text{C}$ values indicative of terrestrial plants as a predominant source of organic matter; thin-layers with hydromorphic dark colored sediments, probably formed in paludal environment like interdune depressions. In this core were not found or were present at very low levels: biomineralising organisms; carbonate material; heavy minerals or bioturbations. From these evidences it was concluded that the analyzed sedimentary deposit along T03, which reached a depth of 580 cm, is representative of Aeolian environment, with the wind as the main transport agent. The depositional features of core T04 are more heterogeneous, having evidences of aeolian deposition processes, but also evidences of depositional processes associated to beach environments, such as the presence of intervals formed by coarse poorly sorted sand, some intervals with negative asymmetry, presence of heavy minerals and a value of $\delta^{13}\text{C}$ founded at basis of the core (379-382 cm) indicative of marine sources. The characteristics observed in this core suggest the action of different depositional agents, with interbedding of the sedimentary layers. The intervals formed by coarser, poorly sorted sand may be representative of ancient oscillations of shoreline such as depositional processes associated with extreme events (washover deposits); aeolian erosional features as blowouts. No evidences of paleolagoonal deposits like muddy layers or rich in organic matter layers were found. The occasional exposition of hydromorphic dark layers in Praia do

Moçambique suggests that, at some time during the late Holocene, the barrier has retreated inland.

Key-words: Sedimentology. Paleoenvironments. Barrier-lagoon system.

LISTA DE FIGURAS

| | |
|--|----|
| Figura 1 - Descrição dos sistemas barreira do Rio Grande do Sul. Fonte: Villwock <i>et al.</i> (1993) | 25 |
| Figura 2 - Curva das variações do nível do mar, ocorridas nos últimos 7.000 anos no trecho entre Itajaí e Laguna (SC), segundo Suguio <i>et al.</i> (1985). Fonte: Suguio <i>et al.</i> (1985) | 26 |
| Figura 3 - Curva das variações do nível do mar, ocorridas nos últimos 7.000 anos, segundo o modelo de Ângulo & Lessa (1997). Fonte: Ângulo & Lessa (1997) | 27 |
| Figura 4 - Localização da área de estudo | 32 |
| Figura 5 - Origem e evolução do sistema lagunar. Fonte: Caruso Jr. & Frasson (2000) | 37 |
| Figura 6 - Mapa geológico e diagrama esquemático demonstrando os tipos de depósitos encontrados na área de estudo. Fonte: adaptado de Caruso Jr. (1993) | 38 |
| Figura 7 - Coleta dos testemunhos utilizando equipamento do tipo <i>vibracore</i> | 41 |
| Figura 8 – Imagem e perfil altimétrico, baseado nas cotas altimétricas do IPUF (2002; 1:2000), com a localização dos testemunhos ao longo da barreira | 42 |
| Figura 9 - Perfil topográfico iniciado entre o espraiamento e a rodovia João Gualberto Soares, que cruza o transecto. Fonte: Elaborado por Diego Mello Bitencourt..... | 43 |
| Figura 10 – Locais de coleta dos testemunhos | 44 |
| Figura 11 - Processo de abertura e amostragem dos testemunhos | 45 |
| Figura 12 - Mapa e perfil altimétrico com a localização dos pontos de tradagem..... | 46 |
| Figura 13 – Exemplos de fotografias de amostras sedimentares coletadas nos pontos de tradagem 06 e 03 respectivamente | 47 |
| Figura 14 – Imagem representando o comportamento da luz incidindo sobre uma partícula. Fonte: http://www.horiba.com | 48 |
| Figura 15 – Mecanismos constituintes do analisador a laser. Fonte: http://www.horiba.com | 49 |
| Figura 16 - Fotografia dos grãos de quartzo (à esq.), convertidas em imagens binárias (à dir.) para definição dos graus de arredondamento e esfericidade | 53 |
| Figura 17 - Exemplos de variabilidade dos índices morfológicos em relação a diferentes tipos de grãos. Fonte: elaborado pelo autor..... | 54 |
| Figura 18 - Distribuição dos valores de diâmetro médio, grau de seleção e teor de areia fina (%) ao longo do T03 | 81 |

| | |
|---|-----|
| Figura 19 - Distribuição dos valores de diâmetro médio, grau de seleção e teor de areia fina (%) ao longo do T04..... | 85 |
| Figura 20 - Variação dos teores de Matéria Orgânica Total (MOT) e carbono (C) ao longo do T03 e do T04..... | 88 |
| Figura 21 - Fotografia dos sedimentos da tradagem 01. Até os 60 cm (a) areia de coloração clara. A partir dos 65 cm (b) uma camada hidromórfica de coloração escura foi observada..... | 91 |
| Figura 22 - Fotografia dos sedimentos da tradagem 02. Amostras de coloração mais homogênea em (a) e (b), não foi observada a continuidade lateral dos depósitos hidromórficos..... | 91 |
| Figura 23 - Fotografia dos sedimentos na tradagem 03. Camada superficial de areias mais claras (a) seguida por camadas de areias amarronzadas (b) e (c), a partir dos 30 cm..... | 92 |
| Figura 24 - Fotografia dos sedimentos da tradagem 04. Camada superficial mais clara (a) seguida por camadas de areias amarronzadas (b)..... | 93 |
| Figura 25 - Fotografia dos sedimentos da tradagem 05. Areia de coloração mais escura provavelmente associada a processos pedogenéticos..... | 93 |
| Figura 26 - Fotografia dos sedimentos da tradagem 06. Areias de coloração amarronzadas (a) e (b) provenientes do terraço pleistocênico | 94 |
| Figura 27 - Distribuição do $\delta^{13}\text{C}$ ao longo dos testemunhos | 95 |
| Figura 28 - Intervalos de variação dos índices morfométricos em ambientes deposicionais atuais (valor médio e intervalo de confiança para alfa 0,05) | 98 |
| Figura 29 - Valores dos índices morfométricos ao longo do testemunho 03. A faixa delimitada pelas linhas vermelhas indica os valores obtidos para depósitos atuais | 99 |
| Figura 30 - Valores dos índices morfométricos ao longo do testemunho 04. A faixa delimitada pelas linhas vermelhas indica os valores obtidos para depósitos atuais | 100 |
| Figura 31 - Análise mineralógica visual em amostras do T03. Nota-se o predomínio absoluto dos grãos de quartzo, com presença secundária de feldspatos (exemplos destacados em azul) como nas profundidades de 400 – 405 cm e 550 – 555 cm | 101 |
| Figura 32 - Análise mineralógica visual em amostras do T04. Nota-se o predomínio dos grãos de quartzo, e alguns minerais pesados de coloração escura (exemplos destacados em vermelho) nas profundidades de 94 – 99 cm; 139 – 144 cm; 275 – 280 cm; 338 – 343 cm. Observa-se também a impregnação de óxidos de ferro nos grãos de quartzo | |

(exemplos destacados em amarelo) como no intervalo 369 – 374 cm
..... 102

LISTA DE TABELAS

| | |
|--|----|
| Tabela 1 - Parâmetros estatísticos de Folk & Ward ao longo do testemunho 03 | 80 |
| Tabela 2 - Parâmetros estatísticos de Folk & Ward ao longo do testemunho 04 | 84 |
| Tabela 3 - Teor de Matéria Orgânica Total (MOT) e de carbono (C) nos testemunhos 03 e 04 | 87 |
| Tabela 4 - Valores do $\delta^{13}\text{C}$ ao longo do T3 e T4 | 94 |

SUMÁRIO

| | | |
|----------|---|----|
| 1 | INTRODUÇÃO | 19 |
| 1.1 | APRESENTAÇÃO E JUSTIFICATIVA DA TEMÁTICA ... | 19 |
| 1.2 | OBJETIVOS | 20 |
| 1.2.1 | Objetivo Geral | 20 |
| 1.2.2 | Objetivos Específicos | 20 |
| 1.3 | ASPECTOS TEÓRICOS | 20 |
| 1.3.1 | As Lagunas e as Barreiras Costeiras | 20 |
| 1.3.2 | Variações do Nível Relativo do Mar ocorridas na Costa Sul Brasileira durante o Quaternário Superior | 23 |
| 1.3.3 | Os Foraminíferos como Indicadores nos Estudos Paleoambientais | 28 |
| 1.3.4 | Razão Isotópica do C ¹³ (δ13C) nos Estudos Paleoambientais | 29 |
| 2 | CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO | 31 |
| 2.1 | A LAGOA DA CONCEIÇÃO – CARACTERÍSTICAS AMBIENTAIS ATUAIS | 31 |
| 2.2 | O SISTEMA PRAIAL MOÇAMBIQUE-BARRA DA LAGOA | 34 |
| 2.3 | ORIGEM E EVOLUÇÃO DO SISTEMA LAGUNA-BARREIRA | 35 |
| 3 | MATERIAIS E MÉTODOS | 41 |
| 3.1 | PLANO AMOSTRAL E AQUISIÇÃO DOS TESTEMUNHOS | 41 |
| 3.2 | TRADAGENS | 45 |
| 3.3 | DATAÇÃO | 47 |
| 3.4 | ESTUDOS GRANULOMÉTRICOS | 47 |
| 3.5 | ANÁLISE MORFOMÉTRICA E MINERALÓGICA | 51 |
| 3.6 | DETERMINAÇÕES DO TEOR TOTAL DE CARBONO ORGÂNICO E RAZÃO ISOTÓPICA DO CARBONO (δ13C) | 55 |
| 3.7 | ESTUDOS MICROPALEONTOLÓGICOS | 56 |
| 4 | RESULTADOS E DISCUSSÃO | 57 |
| 4.1 | DESCRIÇÕES VISUAIS DOS TESTEMUNHOS | 57 |
| 4.2 | ANÁLISES MICROPALEONTOLÓGICAS | 76 |
| 4.3 | ANÁLISES GRANULOMÉTRICAS | 76 |
| 4.3.1 | Testemunho 03 | 76 |
| 4.3.2 | Testemunho 04 | 82 |
| 4.4 | MATÉRIA ORGÂNICA E CARBONO TOTAL | 86 |
| 4.5 | TRADAGENS | 90 |

| | | |
|----------|--|------------|
| 4.6 | RAZÃO ISOTÓPICA DO C ¹³ ($\delta^{13}\text{C}$) | 94 |
| 4.7 | ANÁLISE MORFOMÉTRICA E MINERALÓGICA..... | 96 |
| 4.8 | DATAÇÃO C ¹⁴ | 103 |
| 4.9 | ANÁLISE INTEGRADA DOS DADOS | 103 |
| 5 | CONSIDERAÇÕES FINAIS | 109 |
| | REFERÊNCIAS | 111 |

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO E JUSTIFICATIVA DA TEMÁTICA

As zonas litorâneas sempre exerceram enorme fascínio sobre a humanidade, seja pela abundância de recursos disponíveis, pela beleza paisagística, pelas facilidades no transporte de pessoas e mercadorias, pelo lazer ou pelas amenidades climáticas. Segundo Victorino (2007), naquele ano, cerca de 60% da população mundial já vivia nas áreas costeiras, concentrada em uma faixa de até 60 km de raio, a partir do oceano. Além disso, cerca de dois terços da humanidade já se concentrava em cidades de 2,5 milhões de habitantes ou mais, localizadas próximas ao litoral.

Por tratarem-se de zonas limítrofes entre o continente e o oceano, os ambientes costeiros são áreas em constante mutação, de natureza instável, marcados pela interação entre forças distintas, como os ventos, as marés, as ondas, etc. Assim sendo, faz-se necessário um amplo conhecimento sobre os processos físicos atuantes nestes locais, a fim de planejar-se com cautela seu uso e ocupação, evitando-se, desta maneira, tanto a sua degradação, quanto os possíveis danos materiais ou humanos advindos de sua má utilização. O entendimento dos processos geomorfológicos, oceanográficos e climáticos que modelaram e modelam os ambientes costeiros, sobretudo em uma escala temporal recente, faz-se assim de suma importância.

Nesta pesquisa visou-se compreender a evolução da barreira costeira associada à Lagoa da Conceição, o maior corpo aquoso da Ilha de Santa Catarina, localizado no setor centro leste da mesma e, marcado por uma crescente ocupação em parte de seu entorno. Embora apresente alguns de seus setores bastante alterados pela ação humana, em outros, tanto a laguna quanto suas áreas marginais, encontram-se relativamente bem preservadas.

A partir de descritores estratigráficos, buscou-se a identificação de paleoambientes de deposição que explicam a evolução da barreira. Tal análise foi realizada integrando-se dados sedimentares e geoquímicos. Procurou-se identificar paleoambientes transicionais de sedimentação, bem como as fontes sedimentares e processos de transporte envolvidos na formação da barreira arenosa, visando ampliar, desta maneira, os conhecimentos sobre a morfogênese da face leste da Ilha de Santa Catarina.

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 Objetivo Geral

Identificar as características paleoambientais da barreira costeira associada à Lagoa da Conceição através de análises sedimentares e geoquímicas, realizadas a partir da coleta de testemunhos, buscando assim a reconstituição de condições paleogeográficas na área em questão.

1.2.2 Objetivos Específicos

- Descrever a sequência deposicional das fácies sedimentares a diferentes distâncias da linha de costa atual;
- Expandir os conhecimentos acerca de morfoscopia dos sedimentos de modo a discutir os principais processos sedimentares e agentes atuantes na formação da barreira arenosa;
- Analisar os padrões de distribuição dos constituintes orgânicos nos sedimentos coletados, buscando compreender a sucessão/alternância entre o domínio de fontes continentais e marinhas;
- Verificar a ocorrência de associações micro faunísticas indicadoras de paleoambientes marinhos, com ênfase nos foraminíferos.

1.3 ASPECTOS TEÓRICOS

1.3.1 As Lagunas e as Barreiras Costeiras

Segundo Kjerfve (1994) uma laguna costeira pode ser definida como um corpo de água normalmente orientado paralelamente à linha de costa, separado do oceano por uma barreira arenosa e conectado a este por um ou mais canais, cujas profundidades raramente excedem alguns metros. Estas formações geralmente ocorrem em regiões onde predominam os regimes de micromaré, embora possam também ser encontradas em áreas dominadas pelas meso e até macromarés (HAYES, 1975; DAVIS JR. & HAYES, 1984).

As lagunas costeiras têm, na maioria dos casos, sua origem relacionada às oscilações do nível do mar, através do alagamento de antigas depressões regressivas durante o Período Quaternário, sendo feições geologicamente recentes. Do mesmo modo, a formação da maior parte destas lagunas está relacionada ao desenvolvimento de sistemas barreira, que isolam os corpos lagunares (ISLA, 1995).

Segundo Dillenburg & Hesp (2009; p.01) uma barreira costeira consiste em “*uma estrutura paralela à linha de costa, formada por acumulação de areia, cascalho, conchas e quantidades pequenas de matéria orgânica, decorrente da ação de ondas, marés e ventos*”. Como destacado pelos referidos autores, os conceitos clássicos de barreira costeira (FISCHER, 1968; FIELD & DUANE, 1976; HAYES, 1979), sobretudo da escola norte-americana pioneira nos estudos acerca destas feições, referem-se a um tipo específico de barreiras: as *ilhas-barreiras*, predominantes na costa leste dos Estados Unidos. De acordo com Oertel (1985) uma *ilha-barreira* diz respeito a um determinado tipo de barreira costeira, completamente separado do continente por uma laguna, baía ou área alagada, tendo canais que a separam de outras *ilhas-barreiras* ou de terras continentais lateralmente adjacentes.

No entanto as barreiras costeiras não apresentam necessariamente a forma de *ilhas* podendo ser distinguidas ou separadas de terrenos adjacentes mais antigos não somente por um corpo aquoso, mas também por sua idade, litologia ou forma. Estas feições geológicas apresentam uma porção subaérea e outra subaquosa, tendo como requisitos básicos para a formação: um substrato adequado, com declividade favorável; disponibilidade de sedimentos, sobretudo areia; e energia de ondas. Além disso, outros fatores irão influenciar na formação das barreiras como o nível do mar, os ventos e as marés (DILLENBURG & HESP, 2009).

As três principais hipóteses para a formação de uma barreira, sintetizadas por Reinson (1992), são as seguintes:

- 1-agradiação e emergência de barras submarinas;
- 2-progradação paralela à praia de pontais arenosos;
- 3-isolamento de praias ou dunas, devido à submergência costeira.

De acordo com o processo de evolução, as barreiras costeiras podem ser classificadas em: barreiras transgressivas (retrogradação), onde predominam os processos erosivos, com a diminuição da barreira e o avanço da linha de costa continente adentro; regressivas (progradação), nas quais predominam os processos deposicionais, com o aumento da barreira e o consequente recuo da linha de costa em direção ao oceano; e barreiras estáveis ou quase estáveis, as quais mantêm-se estáveis em relação ao deslocamento horizontal, podendo haver, no entanto, incremento sedimentar no sentido vertical (agradacional) (DILLENBURG & HESP, *op. cit.*).

Se houver excesso de sedimentos disponíveis a barreira pode progredir em direção ao oceano formando depósitos de terraços marinhos e lagunares. Do contrário, se os sedimentos adicionais forem

insuficientes, a barreira arenosa tende a ser erodida, devido à ação das ondas ou da descarga fluvial intensa. Existem ainda casos em que a barreira isola completamente a laguna em sua retaguarda, deixando-a sem conexão com o mar aberto. Tal fato ocorre quando o aporte de sedimentos e a capacidade de transporte pela corrente de deriva e pelo vento excedem a capacidade das correntes fluviais e de maré (COOPER, 1994).

A costa sul do Brasil, sobretudo dos Estados de Santa Catarina ao Rio Grande do Sul, marcada por regimes de micromarés, apresenta uma ampla planície costeira onde se desenvolveu um sistema múltiplo e complexo de barreiras costeiras formadas em virtude das oscilações do nível do mar ocorridas durante o Quaternário. Consequentemente, diversos sistemas lagunares foram formados, muitos deles apresentando proporções consideráveis como a Lagoa dos Patos (RS) e o complexo lagunar formado pelas Lagunas de Santo Antônio, Mirim e Imaruí (SC) (VILLWOCK, 1994).

No Estado de Santa Catarina importantes trabalhos foram desenvolvidos buscando entender a dinâmica e a evolução de ambientes costeiros. Muehe & Caruso Jr. (1989) estudaram a evolução geológica da Lagoa da Conceição e, posteriormente Caruso Jr. (1993) descreveu os tipos de depósitos quaternários existentes na barreira costeira associada à mesma. Giannini (1993) estudou os sistemas deposicionais quaternários existentes entre Jaguaruna e Imbituba (SC). Também na Ilha de Santa Catarina, a evolução paleogeográfica da planície costeira da praia da Armação foi pesquisada por Abreu de Castilhos (1995; 1997). Horn Filho (1997) estudou aspectos geológicos e evolutivos do quaternário da Ilha de São Francisco do Sul (SC). O pleistoceno costeiro no Estado foi estudado por Horn Filho *et al.* (1997). A evolução holocênica da planície costeira de Tijucas (SC) foi pesquisada por Asp *et al.* (2005). Miot da Silva analisou a evolução da barreira holocênica associada à Praia do Moçambique. Horn Filho & Diehl (2007) estudaram a paleogeografia costeira do Estado. Fitzgerald *et al.* (2007) pesquisaram a evolução da planície costeira no sul do Estado. Vieira (2008) estudou a evolução paleogeográfica costeira no município de Guaruvá (SC); e Vieira *et al.* (2009) estudaram a paleogeografia da planície costeira das folhas de Jaguaruna e da Lagoa de Garopaba do Sul (SC). Amin Júnior & Dillenburg (2010) analisaram as variações das propriedades granulométricas na barreira costeira da Pinheira (SC) durante sua progradação no Holoceno Superior. Mais recentemente, Hein *et al.* (2012) pesquisaram evidências de feições transgressivas na barreira regressiva da Pinheira (SC).

1.3.2 Variações do Nível Relativo do Mar ocorridas na Costa Sul Brasileira durante o Quaternário Superior

No litoral brasileiro, onde as atividades tectônicas ao longo do Quaternário foram, predominantemente, nulas ou de baixa intensidade, a principal causa de formação das planícies costeiras ou baixadas litorâneas foi a glacioeustasia, ou seja, as variações do nível relativo do mar ocasionada por fenômenos glaciais, de natureza climática. Nas fases glaciais, quando ocorre expansão das geleiras, e a retenção de grandes volumes d'água sobre os continentes, observa-se a descida do nível do mar. Já nas fases interglaciais, com a diminuição das geleiras e redução d'água retida sobre os continentes, ocorre uma ascensão do nível relativo do mar. Tal fenômeno não ocorre simultaneamente no mundo inteiro, no entanto, devido à interligação entre os oceanos, acaba interferindo em uma escala global (SUGUIO, 2003).

Segundo o mesmo autor, na costa brasileira, níveis do mar abaixo do atual, podem ser evidenciados através de características fisiográficas peculiares, observadas na plataforma continental através de estudos batimétricos. No Brasil, a regressão marinha pleistocênica foi descrita, mais consistentemente, no Estado do Rio Grande do Sul. Por apresentar uma margem continental que esteve tectonicamente estável durante todo o Período Quaternário, neste Estado as peculiaridades fisiográficas da plataforma são atribuídas somente aos processos erosivos e deposicionais (SUGUIO, *op. cit.*).

Assim sendo, a partir das evidências encontradas, algumas oscilações do nível relativo do mar durante o Quaternário Superior foram descritas para o litoral brasileiro. Primeiramente pode-se apontar a transgressão marinha ocorrida antes de 123.000 anos A.P, e denominada por Bittencourt *et al.* (1979), que encontraram evidências deste evento nos Estado da Bahia e Sergipe, de “*Transgressão Antiga*”.

As transgressões marinhas anteriores a 123.000 A.P., são melhor evidenciadas no Estado do Rio Grande do Sul, tendo sido descritas por Villwock *et al.* (1986) que as relacionaram aos sistemas Barreira I e Barreira II, atribuindo-lhes idades em torno de 400.000 A.P e 325.000 A.P., respectivamente. De acordo com Martins *et al.* (1993), em alguns locais das planícies costeiras de Santa Catarina, Paraná e sul de São Paulo, são encontrados terraços arenosos ou de cascalhos, provavelmente de origem marinha, que podem ser correlacionados ao sistema Barreira II do Rio Grande do Sul.

Há 123.000 anos A.P., têm-se evidências de uma nova transgressão marinha, conhecida como “*Transgressão Cananéia*” no

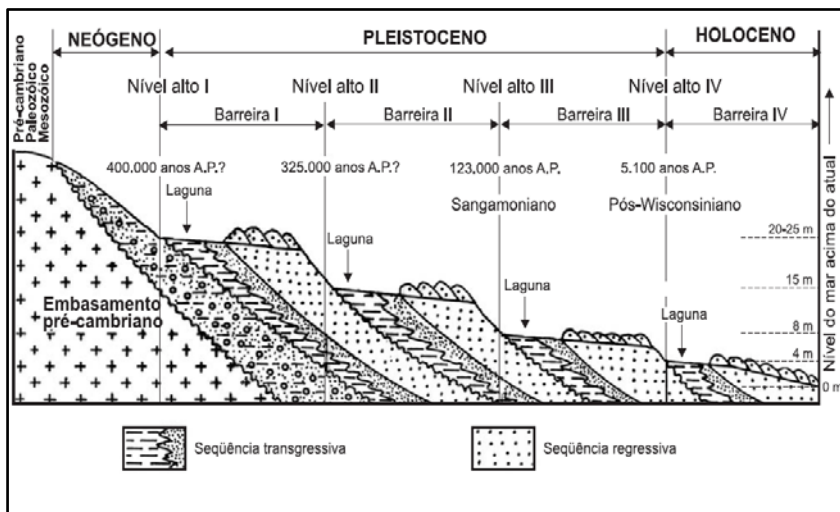
litoral paulista (MARTINS *et al.* 1993) ou como “*Penúltima Transgressão*” nos litorais da Bahia, Sergipe, Alagoas e Pernambuco (BITTENCOURT *et al.*, 1979). Os registros deste nível do mar mais alto consistem, sobretudo, em terraços arenosos que ocorrem desde o Estado da Paraíba até o Rio Grande do Sul, com seus topos atingindo entre 06 e 10 metros de altura acima do nível atual da maré alta. Tais terraços encontram-se em posições mais internas das planícies costeiras, em relação aos terraços holocênicos. São compostos geralmente por areias finas, mais ou menos lixiviadas, que podem variar para areias acastanhadas a pretas, ricas em ácidos orgânicos e, eventualmente, algum hidróxido de ferro, originado, em geral nos horizontes superiores. Nestes depósitos, as estruturas sedimentares encontram-se, por vezes, obliteradas por processos pedogenéticos (SUGUIO, 2003).

A partir de 123.000 anos A.P. até cerca de 17.500 anos A.P. têm-se evidências de um lento recuo do nível relativo do mar. Esta regressão foi melhor caracterizada no Estado do Rio Grande do Sul, entre as localidades de Torres e Chuí, a partir de peculiaridades fisiográficas detectadas na plataforma continental. Entre Torres e Mostardas, a plataforma apresenta-se estreita, com curvas batimétricas homogêneas. A partir de Mostardas até o Chuí, a plataforma torna-se mais larga e dissecada por muitos paleovales, escavados por antigos vales fluviais, exibindo ainda inúmeros bancos arenosos (SUGUIO, *op. cit.*).

Além disso, foram observadas na plataforma deste Estado, muitas escarpas submersas, com vertentes mais acentuadas, que representam posições de estabilização de antigos níveis do mar. Tais escarpas foram descritas continuamente de Torres ao Chuí, estando a mais profunda delas situada entre 120 e 130 metros abaixo do nível do mar (CORRÊA, 1979). Kowsmann *et al.* (1977 *apud* SUGUIO, 2003) e Corrêa (1996 *apud* SUGUIO, 2003) propuseram que este seja o limite máximo da regressão pleistocênica tardia, atingido há 17.500 anos A.P. e, que corresponde ao Último Máximo Glacial. O sistema de ilhas barreira-lagunas III, na costa gaúcha, correlaciona-se a este evento.

A partir daí, tem início uma nova transgressão, a chamada “*Transgressão Santista*”. De acordo com Suguio (2003) os últimos 6.500 anos desta transgressão são os que melhor se conhece, devido ao grande número de datações e às inúmeras evidências geológicas, biológicas e pré-históricas. Na planície costeira do Rio Grande do Sul, tal transgressão está relacionada ao sistema Barreira IV. A figura 1 mostra os quatro sistemas de barreiras descritos no Estado em questão e sua relação com as oscilações do nível do mar:

Figura 1 - Descrição dos sistemas barreira do Rio Grande do Sul.



Fonte: Villwock *et al.* (1993).

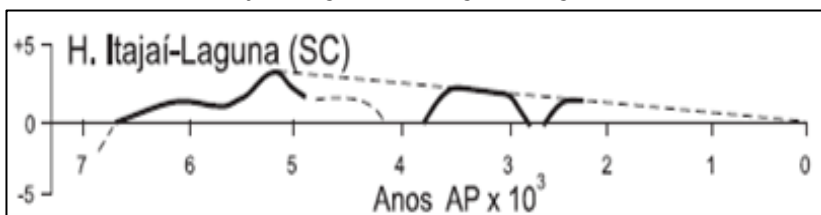
Os terraços marinhos holocênicos, formados a partir da chamada *Transgressão Santista*, situam-se nas porções externas em relação aos de idade pleistocênica, estando mais próximos do oceano. Entre os dois tipos de terraços existem depressões alongadas preenchidas por lamas paleolagunares, superpostas por depósitos paludiais. Os terraços holocênicos alcançam em média, de 4 a 5 metros nas suas porções internas, exibindo declividade suave rumo ao mar, o que sugere que sua construção deu-se durante o recuo gradativo do nível marinho. Em sua superfície são encontradas cristas praias bem preservadas. Do mesmo modo, e ao contrário do que ocorre nos terraços pleistocênicos, as estruturas sedimentares apresentam-se conservadas, sendo representadas por estratificações características das faces praias (SUGUIO, 2003).

Durante a “*Transgressão Santista*”, que como já mencionado, teve seu início há 17.500 anos A.P., o nível médio atual do mar foi ultrapassado pela primeira vez entre 7000 e 6500 anos. O ápice desta transgressão ocorreu por volta de 5.100 anos A.P., quando o mar esteve de 3 a 5 metros acima do nível atual (SUGUIO *et al.* 1985).

Os mesmos autores ainda apontaram outras oscilações no nível relativo do mar, após o máximo da transgressão holocênica. Em relação à curva de Itajaí-Laguna (SC) (Figura 2), que abrange a área de estudo e se assemelha muito com a curva proposta para Salvador (BA), as datações realizadas indicaram um declínio do nível médio marinho até

aproximadamente 4.100 A.P., quando o mar teria atingindo um nível semelhante ao atual. Entre cerca de 3.800 a 2.900 A.P., o mar teria subido novamente, atingindo um nível de até 2,5 metros acima do atual, voltando a baixar ao nível atual por volta de 2.800 A.P.. Em torno de 2.500 A.P., o mar teria subido novamente, chegando a atingir cerca de 1,5 m acima do nível atual. Desde então evidenciou-se uma tendência ao rebaixamento contínuo.

Figura 2 - Curva das variações do nível do mar, ocorridas nos últimos 7.000 anos no trecho entre Itajaí e Laguna (SC), segundo Suguio *et al.* (1985).

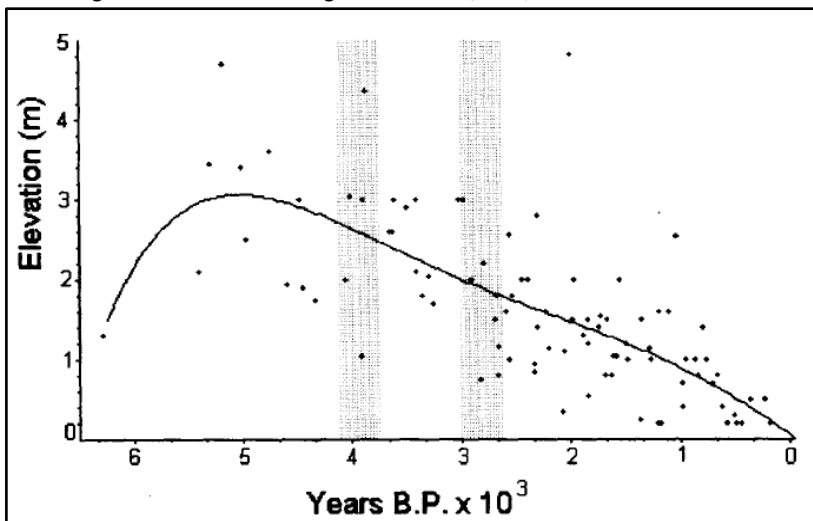


Fonte: Suguio *et al.* (1985).

Angulo & Lessa (1997), negam que tenha havido grandes oscilações após o ápice da transgressão holocênica. Para estes autores, a partir de então o nível do mar teria descido progressivamente até atingir o nível atual, conforme a figura 3. Uma revisão mais recente realizada por Angulo *et al.* (2006), indica que o nível do mar teria cruzado o atual por volta de 7.000 anos A.P., no sul do Brasil, alcançando seu nível máximo por volta de 5700 anos A.P., quando esteve, aproximadamente, 2,5 metros acima do nível atual.

Outros trabalhos realizados especificamente no litoral de Santa Catarina como os de Muehe & Caruso Jr. (1989), Gré *et al.* (1993), Caruso Jr. (1993), apontaram evidências de apenas um evento deposicional transgressivo holocênico, referente ao máximo de 5100 anos A.P. Os máximos referentes à 3.600 e 2.500 anos A.P. são referidos como movimentos secundários havendo poucos indícios dessas oscilações.

Figura 3 - Curva das variações do nível do mar, ocorridas nos últimos 7.000 anos, segundo o modelo de Ângulo & Lessa (1997).



Fonte: Ângulo & Lessa (1997).

Abreu de Castilhos (1995) sugere que tenha ocorrido um rebaixamento progressivo do nível do mar a partir do máximo de 5.100 anos A.P., com interrupções representadas por períodos de estabilização. Tal hipótese explicaria a existência ao longo da costa leste da Ilha de Santa Catarina de apenas dois sistemas deposicionais de barreira-laguna ou de apenas um sistema de idade holocênica. Segundo a autora, estes períodos de estabilização teriam ocorrido em torno dos máximos de 5100, 3600 e 2500 anos A.P. com níveis de mar, respectivamente de 3,5, 2,5 e 2,0 metros acima do atual.

Hein *et al.* (2012), estudando a barreira da Pinheira (SC), além das feições regressivas, formadas pelo rebaixamento do nível médio do mar subsequente ao máximo holocênico, encontraram evidências de feições transgressivas na mesma barreira. Segundo os autores, tais feições estariam associadas a uma transgressão da linha de costa ocorrida entre 3.300 e 2.800 anos A.P., quando a barreira teria retrogradado. Para os mesmos, a retrogradação da barreira estaria relacionada a mudanças nas taxas de queda do nível relativo do mar no período em questão.

1.3.3 Os Foraminíferos como Indicadores nos Estudos Paleoambientais

Os foraminíferos são protozoários pertencentes ao Filo *Protista* e à ordem *Foraminiferida*. São organismos unicelulares, que na grande maioria das vezes, apresentam-se revestidos por carapaças (conhecidas como *testas*), as quais apresentam uma enorme variedade de formas e tamanhos. As testas podem ser formadas a partir da cimentação orgânica de partículas minerais ou biodetritos disponíveis no meio, sendo denominadas *aglutinantes* (como, por exemplo, na subordem *Textulariina*), ou a partir do calcário secretado pelo próprio *protoplasma*, sendo denominadas testas *calcárias*. Estas últimas, de acordo com o arranjo interno dos cristais de calcita, podem ser subdivididas em *porcelanáceas* (subordem *Miliolina*) e *hialinas* (subordem *Rotaliina*) (SEN GUPTA, 2002).

Estes organismos são encontrados desde as áreas costeiras até as zonas abissais, em todos os oceanos do globo. Embora a grande maioria das espécies seja marinha, muitas vivem na água salobra, e outras na água doce. Do mesmo modo, existe um predomínio absoluto das espécies bentônicas (que vivem no substrato, associadas ao sedimento), em detrimento das espécies planctônicas (que vivem livremente na coluna d'água) (SEN GUPTA, *op. cit.*).

Algumas características importantes fazem dos foraminíferos bentônicos ótimos indicadores de condições ambientais, tanto atuais quanto pretéritas. Entre elas podemos citar: grande variabilidade morfológica; ampla distribuição e abundância de espécies; especificidade ambiental; preservação das testas no sedimento, mesmo após a morte dos organismos; crescimento rápido e ciclos reprodutivos curtos; facilidade na coleta e no armazenamento das amostras e baixo custo das análises (BONETTI, 1995; DEBENAY *et al.*, 2000; DULEBA *et al.*, 2005).

De acordo com Murray (2006) os microfósseis de foraminíferos podem ser utilizados na reconstrução de condições paleoecológicas, bem como nas descrições e datações bioestratigráficas, auxiliando na determinação dos limites entre as sequências deposicionais em um testemunho ou afloramento. A fauna de foraminíferos subrecente, representada pela *tanatocenose* (associação de organismos reunidos após sua morte e que ainda não passaram por processos de fossilização) tem sido mais usada na descrição de mudanças ambientais ocorridas ao longo dos últimos séculos.

1.3.4 Razão Isotópica do C^{13} ($\delta^{13}C$) nos Estudos Paleoambientais

Segundo Meyers (1997), a razão isotópica do carbono pode ser usada para distinguir entre fontes de matéria orgânica sedimentar de plantas terrestres ou marinhas, sendo reflexo, sobretudo da dinâmica de assimilação durante a fotossíntese e da composição isotópica da fonte de carbono.

Sendo assim, a matéria orgânica produzida através do gás carbônico atmosférico (CO_2), pelas plantas terrestres, usando a fotossíntese do tipo C3 (Ciclo de Calvin) apresenta valores de abundância isotópica médios do $\delta^{13}C$ próximos a -27‰ . A matéria orgânica proveniente de plantas terrestres que utilizam a fotossíntese do tipo C4 apresenta valores de $\delta^{13}C$ próximos à -14‰ . As algas de água doce, que utilizam o gás carbônico dissolvido, que geralmente encontra-se em equilíbrio isotópico com o (CO_2) atmosférico, apresentam matéria orgânica com valores bastante semelhantes às plantas terrestres, sendo assim bastante difícil a diferenciação. Já as algas marinhas, que utilizam como fonte de carbono inorgânico, o bicarbonato dissolvido, apresentam valores de $\delta^{13}C$ entre -22 e -20‰ (MEYERS, 1994).

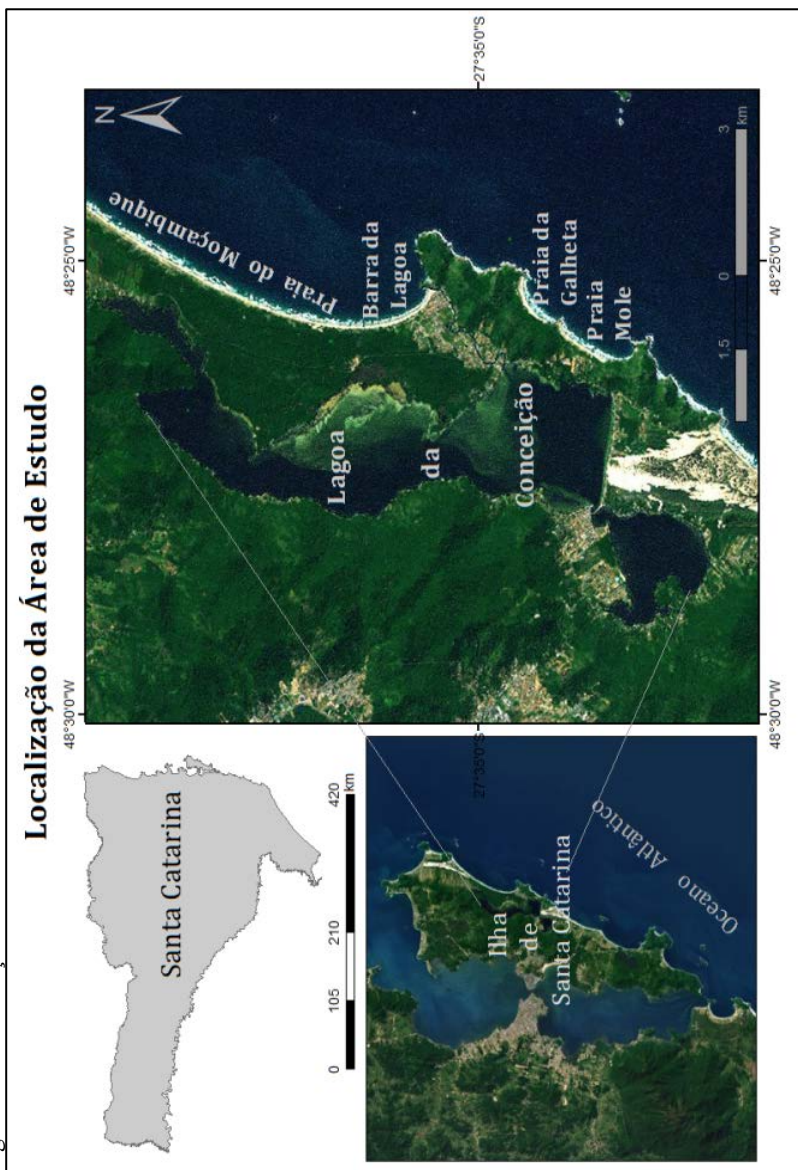
2 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

2.1 A LAGOA DA CONCEIÇÃO – CARACTERÍSTICAS AMBIENTAIS ATUAIS

A Lagoa da Conceição (Figura 4) é o principal corpo lagunar da Ilha de Santa Catarina, localizada nas coordenadas de 27°34'S e 48°27'W, alonga-se no sentido norte-sul, com cerca de 13,5 km de comprimento e largura variando entre 0,15 e 2,5 km. Sua área total é de aproximadamente 20 km². A profundidade média é de 2,8 m, sendo as áreas mais profundas localizadas próximas à margem oeste, onde os canais de circulação atingem uma profundidade em torno dos 5 m, chegando até 8,7 m no local mais profundo. As vastas áreas marginais rasas, localizadas, sobretudo, na porção leste da laguna apresentam profundidades inferiores a 1 m. A laguna pode ser dividida de norte para sul em: Lagoa de Cima, Lagoa do Meio e Lagoa de Baixo (MUEHE & CARUSO JR., 1989).

A margem oeste da laguna é constituída por encostas íngremes e altas do maciço rochoso cristalino, apresentando de maneira geral, praias muito pouco desenvolvidas formadas por sedimentos imaturos transportados das encostas pelos pequenos córregos. Já a margem leste, é composta em sua porção norte por um campo de depósitos sedimentares arenosos de origem marinha, que se estende desde a Praia do Moçambique até o Maciço da Galheta ao sul, sendo separado deste pelo Canal da Barra da Lagoa, única ligação da laguna com o mar. Dois grandes esporões arenosos estendem-se a partir destes depósitos em direção ao interior da lagoa, resultantes de posteriores processos de transporte sedimentar. Na porção sul, a lagoa é delimitada por um imenso campo de dunas, que avança de sul para norte, a partir das praias do Campeche e da Joaquina (MUEHE & CARUSO JR., *op. cit.*).

Figura 4 – Localização da área de estudo.



A margem oeste da laguna é constituída por encostas íngremes e altas do maciço rochoso cristalino, apresentando de maneira geral, praias muito pouco desenvolvidas formadas por sedimentos imaturos transportados das encostas pelos pequenos córregos. Já a margem leste, é composta em sua porção norte por um campo de depósitos sedimentares arenosos de origem marinha, que se estende desde a Praia do Moçambique até o Maciço da Galheta ao sul, sendo separado deste pelo Canal da Barra da Lagoa, única ligação da laguna com o mar. Dois grandes esporões arenosos estendem-se a partir destes depósitos em direção ao interior da lagoa, resultantes de posteriores processos de transporte sedimentar. Na porção sul, a lagoa é delimitada por um imenso campo de dunas, que avança de sul para norte, a partir das praias do Campeche e da Joaquina (MUEHE & CARUSO JR., 1989).

Em relação aos sedimentos superficiais de fundo do corpo lagunar, as classes granulométricas foram descritas por Porto Filho (1993), Gre & Horn-Filho (1999), e posteriormente por Rudorff *et al.* (2005). Na laguna são encontradas as seguintes classes: areia, areia siltica, silte-arenoso, silte e silte-argiloso. Segundo os referidos autores os sedimentos são predominantemente arenosos nas áreas marginais rasas, lamosos nas áreas centrais e mais profundas, ocorrendo ainda a mistura de areias e lamas nas áreas de profundidades intermediárias.

Conforme a classificação de lagunas costeiras proposta por Kjerfve (1994), a Lagoa da Conceição pode ser classificada como uma *laguna sufocada*, devido à sua conexão com o mar através de um canal estreito. Este canal, denominado localmente como Canal da Barra da Lagoa, situa-se na porção central do corpo lagunar. Ele possui cerca de 2 km de extensão, e vem se mantendo aberto permanentemente após 1982, com a construção dos moles da Barra da Lagoa, o que permitiu uma troca contínua das águas da lagoa com o mar. Antes disso, ocasionalmente, o canal era fechado pela dinâmica sedimentar interrompendo as trocas de água com o mar, o que propiciava às águas da lagoa características oligo-mesohalinas. A fixação da desembocadura do canal aumentou a salinidade da laguna, tornando-a, na maioria de sua extensão, meso-polihalina. (SORIANO-SIERRA *et al.*, 1999).

A circulação atual das águas da laguna é reflexo da ação dos ventos e das marés meteorológicas, tendo as marés astronômicas pouca influência no corpo lagunar, restrita a porção inicial do Canal da Barra. Segundo Muehe & Caruso Jr. (1989), a amplitude de maré no canal gira em torno de 0,2 m, atingindo um máximo de 0,4 m em períodos excepcionais de chuvas fortes ou prolongadas. Conforme Andrade

(2001), a laguna apresenta uma elevação de seu nível d'água sob a ação dos ventos do quadrante sul, mais intensos e menos constantes, e um rebaixamento deste, sob a influência dos ventos predominantes de norte, menos intensos.

Em relação à fauna de foraminíferos recente da laguna, as principais associações de espécies e sua distribuição nos diferentes subambientes de superfície de fundo foram descritas e estudadas por: Debenay *et al.* (1997,1998), Bonetti *et al.* (1998) e Dias (2010). Os primeiros estudos realizados identificaram uma significativa diferença nas associações ocorrentes nas áreas marginais rasas e arenosas, daquelas ocorrentes nas áreas mais profundas e lamosas. Nas primeiras dominaram as espécies aglutinantes como *Ammobaculites exiguus*, *Miliammina earlandi*, *Pseudoclavulina sp.*, *Gaudryina exilis* e, sobretudo, *Ammotium salsum*. Já nas áreas mais profundas e nos canais de circulação, predominaram as espécies calcárias, principalmente *Ammonia tepida* e *Criboelphidium gunteri*.

2.2 O SISTEMA PRAIAL MOÇAMBIQUE-BARRA DA LAGOA

O sistema praial Moçambique-Barra da Lagoa compreende as praias de mesmo nome, estendendo-se desde o promontório rochoso da Ponta das Aranhas, ao norte, na latitude 27°2'31'' até o Canal da Barra, ao sul, na latitude de 27°35'43''. É o maior arco praial da Ilha, com uma extensão total é de 12,1 km, adjunto a um cordão arenoso que o separa da Lagoa da Conceição. Ao norte da praia encontra-se o bairro do Rio Vermelho, e ao sul a comunidade da Barra da Lagoa (LEAL, 1999).

De acordo com Cruz (1998), em relação à morfodinâmica, o sistema praial pode ser dividido em setor de acreção, no Canto Norte e no Canto Sul; e setor de erosão, no grande arco côncavo do Centro-Sul. No Canto Norte, a praia apresenta-se mais larga e com baixos declives, recebendo aporte de sedimentos provenientes da deriva litorânea de direção sul-norte, e do transporte realizado por dois riachos existentes no local. Embora menos que em sua porção no norte, no Canto Sul a praia apresenta-se relativamente larga, com fundos rasos e declives baixos. Já o Centro-sul da praia apresenta uma faixa de areia bastante estreita e erodida, com declividades mais acentuadas, presença de cúspides e fundos mais pronunciados.

Segundo Leal (1999), que realizou 05 perfis praias no local, a largura mínima encontrada foi de 18 m e a máxima de 62 m. Em relação à declividade, o autor encontrou os valores máximos no Setor Central

(perfis 2,3 e 4), com 12,8°, 13,9° e 16,8°, respectivamente, e os mínimos nos setores Norte, com 5,0° e sul com 5,7°. As diferentes características encontradas entre os perfis realizados, dizem respeito às variações do comportamento morfodinâmico ao longo da praia, bem como, às mudanças na hidrodinâmica local ocasionadas pelos agentes meteorológicos nas diferentes épocas do ano.

Ao norte deste sistema praial, estendendo-se até a Praia dos Ingleses, ocorre um dos maiores campos de dunas da Ilha, apresentando grandes dunas parabólicas com frente voltada para o Norte. Próximo ao Canto das Aranhas, o lençol dunário sobrepõem-se a dunas mais antigas e escuras com presença de crostas ferruginosas (CRUZ, 1998).

Em relação à granulometria das areias praias, tanto Cruz (*op. cit.*) quanto Leal (1999) constataram o predomínio de areias finas no Canto Norte e no Canto Sul do sistema. De acordo com Leal (*op. cit.*), nestes setores o diâmetro médio apresentou valores entre 1,47 e 2,76 ϕ , com o setor sul apresentando areias ligeiramente mais finas que o setor norte. As amostras apresentaram-se predominantemente bem selecionadas. Já no Setor Central, diâmetro médio de grão variou de - 0,82 a 2,37 ϕ , apresentando uma maior variedade de classes granulométricas, desde areia fina até muito grossa. As classes predominantes, no entanto, foram areia média e grossa.

Miot da Silva (2006) estudando a orientação da linha de costa e a dinâmica do sistema praia duna no mesmo local, através de sete perfis praias, concluiu que os perfis situados nas porções sul e norte da praia apresentam-se bastante semelhantes em relação ao tamanho de grão, declividade da praia, estabilidade, sendo primariamente dissipativos. Já na parte central, a praia apresenta características morfodinâmicas intermediárias, mostrando-se mais estreita, íngreme e móvel, formada por sedimentos mais grosseiros.

2.3 ORIGEM E EVOLUÇÃO DO SISTEMA LAGUNA-BARREIRA

De acordo com Muehe & Caruso Jr. (1989), e Caruso Jr. & Frasson (2000) a formação inicial da Lagoa da Conceição está relacionada à transgressão marinha ocorrida há 120.000 anos, gerando uma praia e uma laguna em sua retaguarda (imagem “A” da Figura 5). A ligação entre a laguna e o oceano ocorria através de canais de maré. Estes depósitos pleistocênicos iniciais deram origem ao cordão litorâneo interno, encontrado na área. A partir de 120.000 anos A.P. até cerca de 17.500 anos A.P., teria ocorrido uma lenta regressão do nível do mar,

com a linha de costa recuando em direção à plataforma continental até cerca de 140 km. Consequentemente a laguna teria secado, formando uma imensa planície costeira, recortada por rios provenientes dos maciços rochosos. Ao mesmo tempo, os ventos ocasionaram o avanço dos campos de dunas das praias da Joaquina e Campeche, soterrando partes das encostas dos morros da Joaquina e da Galheta (imagem “B” da Figura 5).

Posteriormente, com a nova transgressão marinha, que atingiu seu ápice por volta de 5.100 anos A.P., a laguna teria se formado novamente, gerando uma série de pequenas ilhas-barreiras, adjacentes à antiga linha de costa, e que viriam a formar uma nova praia. A formação desta praia ocasionou o estabelecimento de outra pequena laguna em sua retaguarda. Assim a margem leste da laguna da Conceição era formada por dois cordões litorâneos, um de idade pleistocênica e outro de idade holocênica separados por um corpo aquoso de pequena proporção (imagem “C” da Figura 5) (CARUSO JR. & FRASSON, 2000).

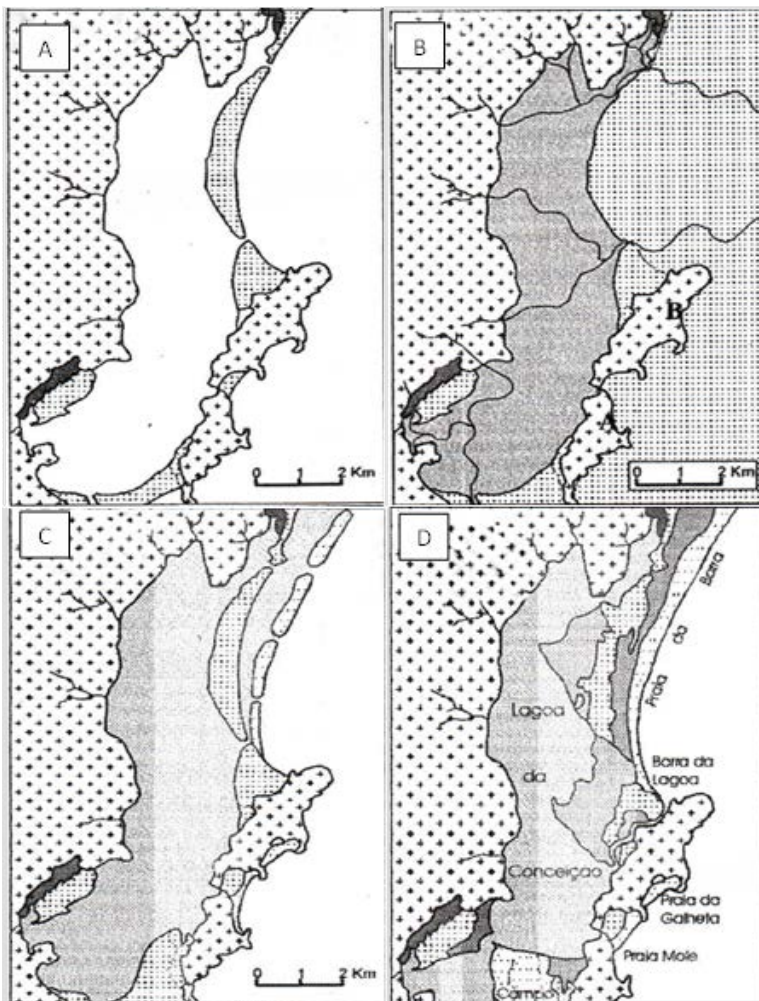
A nova regressão marinha ocorrida a partir de então, com pequenas oscilações do nível do mar teria, inicialmente, ocasionado um alargamento da praia atual, e posteriormente, um deslocamento da praia em direção ao continente. A pequena laguna existente entre os cordões arenosos teria sido colmatada, formando um ambiente paleolagunar que deu origem aos depósitos de turfa que hoje afloram na praia da Barra. (imagem “D” da Figura 5). A datação das turfas do cordão externo apontou idade de 2660 ± 170 A.P., sugerindo que sua migração em direção ao cordão interno tenha ocorrido por volta de 2500 anos A.P (MUEHE & CARUSO JR., 1989).

A configuração da parte sul da laguna deveu-se ao avanço de um enorme campo de dunas proveniente das praias do Campeche e da Joaquina que soterrou parte das encostas do Morro do Gravatá, definindo a margem sul da Lagoa do Meio e a margem leste da Lagoa de Baixo. As areias deste campo de dunas apresentam granulometria notadamente mais fina que as da Praia do Moçambique (MUEHE & CARUSO JR., *op. cit.*).

Caruso Jr. (1993) descreveu os tipos de depósitos encontrados no sistema lagunar (Figura 6). O fundo da laguna é constituído por depósitos lagunares, mais arenosos nas áreas marginais e siltosos nas partes centrais e mais profundas. A partir das margens da laguna, de oeste para leste, encontram-se, primeiramente, os depósitos transicionais lagunares, os quais adquiriram características lagunares a partir da inundação e erosão de depósitos marinhos arenosos, causadas por uma

elevação temporária do nível do mar. Posteriormente, com o rebaixamento do mar, essas áreas secaram, resultando nos depósitos atuais, caracterizados por sedimentos arenosos marinhos sobrepostos por sedimentos mais finos de origem lagunar.

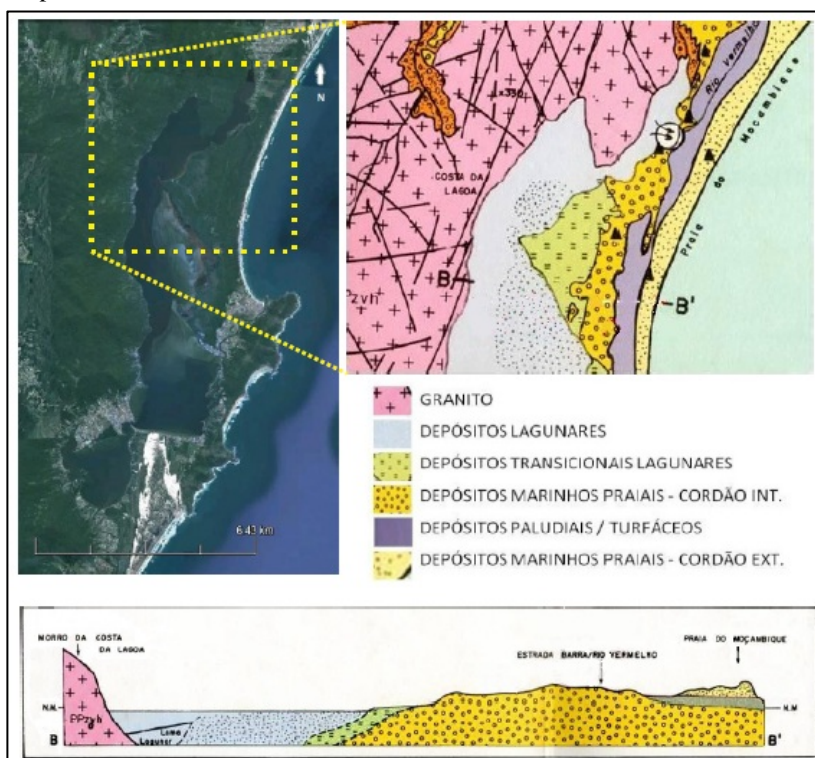
Figura 5 – Origem e evolução do sistema lagunar.



Fonte: Caruso Jr. e Frasson (2000).

Os depósitos marinhos praias aparecem em seguida, na forma de dois cordões litorâneos individualizados, sendo denominados, em virtude de suas características de cordão interno e cordão externo. O cordão externo, de idade holocênica é constituído por turfas. Já o cordão interno, pleistocênico, é constituído por areias amarronzadas, compactas e impregnadas por óxidos de ferro. Os depósitos marinhos, geralmente estão recobertos por depósitos eólicos e, em alguns locais, misturados aos depósitos de encostas (CARUSO JR., 1993).

Figura 6 - Mapa geológico e diagrama esquemático demonstrando os tipos de depósitos encontrados na área de estudo.



Fonte: adaptado de Caruso Jr. (1993).

Entre o cordão interno e o externo, nas zonas mais deprimidas, aparecem os depósitos paludiais e/ou turfáceos. Apresentando características paludiais nas áreas semi-alagadas, e na forma de turfas sob o cordão externo. Tais depósitos referem-se a ambientes paleolagunares.

Por último, os depósitos eólicos, divididos em atuais e antigos. Os primeiros podem ser constituídos por areias esbranquiçadas, apresentando-se ativos ou fixados por vegetação; ou por areias amareladas, sendo resultado do retrabalhamento de depósitos arenosos marinhos do Pleistoceno. Já os depósitos antigos, de idade pleistocênica, são compostos por areias amarronzadas, ricas em óxidos de ferro, encontrando-se atualmente fixados e recobrimdo depósitos marinhos de mesma idade (CARUSO JR., 1993).

Miot da Silva (2006) analisou a evolução da barreira arenosa holocênica da Praia do Moçambique, através das imagens aéreas disponíveis para o local entre 1938 e 2002, identificando as feições eólicas existentes ao longo da mesma. Segundo a autora, a fotointerpretação da imagem referente ao ano de 1938 permite a identificação na região mais ao sul da praia de um complexo de pequenas dunas frontais e *blowouts* (corredores de deflação), sendo a orientação dos mesmos determinada pelos ventos atuantes de NE. A cerca de 1,7 km, em direção ao norte (aproximadamente na área de coleta dos testemunhos), passava a ocorrer um estreito (~200m) campo de dunas transgressivas, com barcanas, dunas transversais e algumas dunas parabólicas que migraram ao longo e em direção à costa.

A partir desse ponto, em direção ao norte, ocorria uma mudança no sentido de migração das dunas, que estavam orientadas para NE, indicando o predomínio dos ventos do quadrante sul no transporte do sedimento. Na época, o campo de dunas transgressivo observado a partir desta altura era ativo e expandia-se gradativamente em direção ao norte, com larguras entre 500 e 650 metros na parte central da barreira. Por fim, no setor norte, a partir dos 9 km, a barreira apresenta-se voltada inteiramente para o sul, sendo diretamente exposta aos ventos provenientes desta direção, fato que, aliado à uma maior disponibilidade sedimentar neste setor ocasionada pela deriva litorânea sul-norte, permitiu um expressivo avanço no campo de dunas transgressivas, que estendia-se por cerca de 3,5 km. Segundo a autora este campo apresentava lençóis de areia, dunas transversais, barcanóides e raras dunas parabólicas. Uma planície de deflação separava as dunas mais próximas ao mar das mais continentais.

Nas imagens referentes ao ano 1956, as características geomorfológicas da barreira permaneciam praticamente as mesmas. A partir das imagens de 1978, outra configuração podia ser observada. O desenvolvimento da vegetação, ocasionado pela redução das atividades agrícolas e pastoris na planície e pelo plantio de *pinus elliottii* a partir do estabelecimento do Parque Florestal do Rio Vermelho em 1962, ocasionou a estabilização do campo de dunas, transformando boa parte do mesmo em um complexo vegetado de duna frontal, *blowouts* e lençóis de areia. O campo de dunas transgressivas ao norte da barreira passou a ser menos ativo (mais vegetado) e desconectado da praia por uma ampla e vegetada planície de deflação. As feições eólicas passaram a apresentar uma configuração mais diversa ao longo da barreira com uma única duna frontal e *blowouts* no sul; dunas parabólicas ativas, vegetadas e lençóis de areia no centro e um campo de dunas transgressivas no norte da praia.

Por fim, analisando as imagens referentes ao ano de 2002, a autora conclui que a duna frontal no extremo sul da barreira deu lugar à uma área urbanizada. Cerca de 1 km em direção ao norte um complexo duna frontal / *blowout*, parcialmente vegetado desenvolveu-se, sendo orientado para SW. A partir desse ponto os *blowouts* eram orientados para NE, com a duna frontal presente e bastante vegetada. Ao norte, onde a linha de costa está voltada para o sul, o campo de dunas transgressivas desenvolveu-se. De acordo com a autora, a duna frontal é uma feição bastante recente na barreira holocênica do Moçambique, passando a ser visualizada somente nas imagens a partir de 1978, com exceção do extremo sul da praia, onde já era visível nas imagens mais antigas.

3 MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 PLANO AMOSTRAL E AQUISIÇÃO DOS TESTEMUNHOS

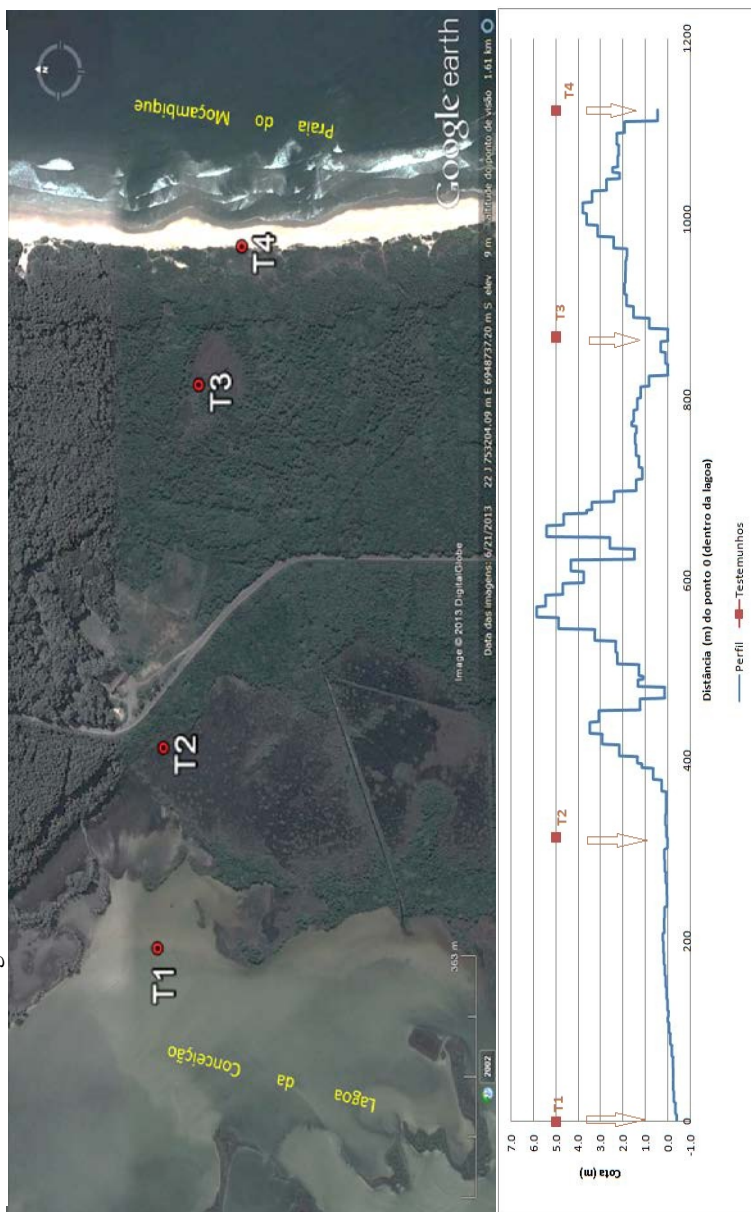
As amostras foram coletadas na forma de *testemunhos* em cada um dos pontos de coleta, previamente elegidos através de imagens aéreas, mapas altimétricos e saídas de campo. Foram inseridos no substrato tubos de alumínio com até 6 metros de comprimento e 07 cm de diâmetro, com o auxílio de um equipamento do tipo *vibracore* (Figura 7). Buscou-se deste modo, a coleta dos sedimentos, preservando-se as sequências deposicionais.

Figura 7 - Coleta dos testemunhos utilizando equipamento do tipo *vibracore*.



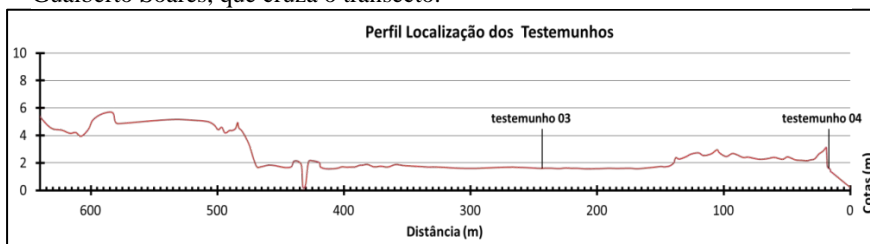
Foram coletados quatro testemunhos alinhados em um transecto aproximadamente perpendicular à atual linha de costa, desde a margem oeste da Lagoa da Conceição até a Praia do Moçambique, conforme a figuras 8:

Figura 8 – Imagem e perfil altimétrico, baseado nas cotas altimétricas do IPUF (2002; 1:2000), com a localização dos testemunhos ao longo da barreira.



Simultaneamente à coleta dos testemunhos, foi realizado um levantamento do perfil topográfico desde o espriamento na Praia do Moçambique até a Rodovia João Gualberto Soares. Este estudo foi realizado pelo acadêmico Diego Mello Bittencourt, e o resultado encontra-se na figura 9, com a localização dos Testemunhos 03 e 04:

Figura 9 - Perfil topográfico iniciado entre o espriamento e a rodovia João Gualberto Soares, que cruza o transecto.



Fonte: Elaborado por Diego Mello Bitencourt.

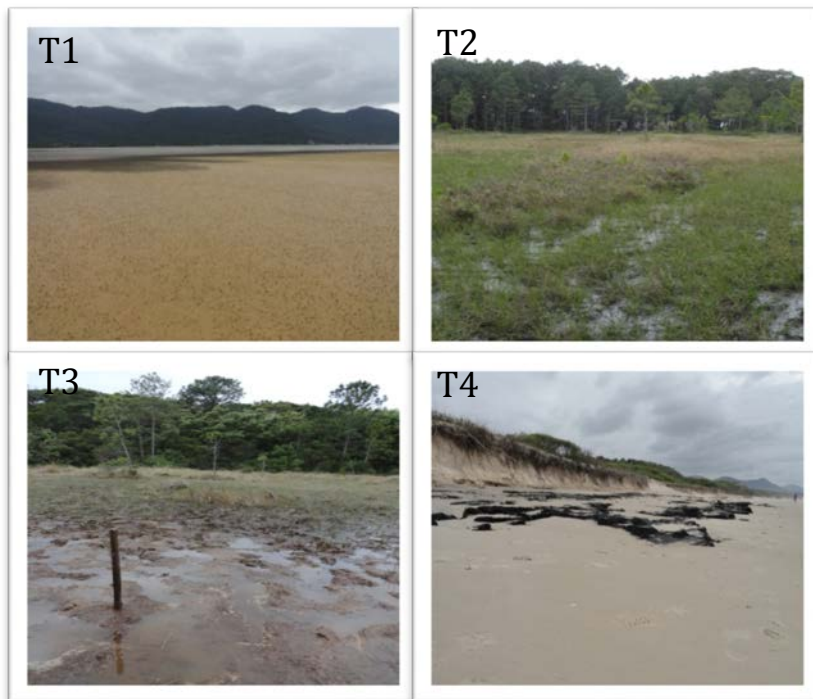
O primeiro ponto amostral (testemunho T1; Figura 8; Figura 10) foi coletado em uma área marginal rasa da laguna, alagadiça e arenosa, ocasionalmente imersa (embora com poucos centímetros de lâmina d'água) conforme a direção do vento. Neste local são encontrados depósitos lagunares, ou transicionais lagunares, conforme a classificação proposta por Caruso Jr. (1993).

O segundo ponto de coleta (T2; Figura 8; Figura 10), localiza-se a aproximadamente 315 metros do primeiro no sentido leste, em uma área alagadiça, ainda sob influência da laguna, mas colonizada por vegetação rasteira transicional. Neste trecho se encontram depósitos transicionais lagunares segundo Caruso Jr. (*op. cit.*).

Já o terceiro testemunho (T3; Figura 8; Figura 10), localizado a aproximadamente 568 metros a leste do segundo, foi feito em uma área de depressão entre cordões litorâneos onde afloram depósitos paludiais.

Por fim, o quarto testemunho (T4; Figura 8; Figura 10), distante aproximadamente 227 metros do terceiro, foi realizado no pós-praia, bem próximo à duna frontal, onde ocasionalmente afloram de coloração escura, provavelmente associadas aos depósitos paludiais descritos por Caruso Jr. (*op. cit.*).

Figura 10 – Locais de coleta dos testemunhos.



Os testemunhos foram abertos em laboratório sendo as colunas sedimentares fotografadas e descritas quanto à cor, textura, estruturas e presença de constituintes orgânicos. Foram selecionadas amostras em intervalos regulares de 05 em 05 cm, extraídos de metade do testemunho (Figura 11). O volume amostral aproximado foi de 96 cm³, calculado como segue:

$$V=(\pi \cdot r^2 \cdot h)/2 \text{ , onde } r = 3,5 \text{ cm e } h = 5 \text{ cm}$$

Este volume inicial foi homogeneizado e dividido em três frações destinadas às análises biológicas (foraminíferos), geoquímicas e granulométricas. As outras metades dos testemunhos foram preservadas e armazenadas em local com refrigeração apropriada.

Figura 11 - Processo de abertura e amostragem dos testemunhos.



3.2 TRADAGENS

Buscando identificar a similaridade e/ou continuidade das feições deposicionais observadas ao longo dos testemunhos T3 e T4, foram realizadas novas perfurações na área de estudo, posteriormente à abertura dos mesmos. Tais perfurações, realizadas com trado manual, atingiram uma profundidade máxima de 130 cm, e foram realizadas em locais previamente selecionados através de imagens aéreas e estudos de campo. A localização dos pontos de tradagens pode ser observada na figura 12.

As amostras coletadas foram fotografadas em laboratório visando-se a comparação visual com os testemunhos (Figura 13).

Figura 12 - Mapa e perfil altimétrico com a localização dos pontos de tradagem.

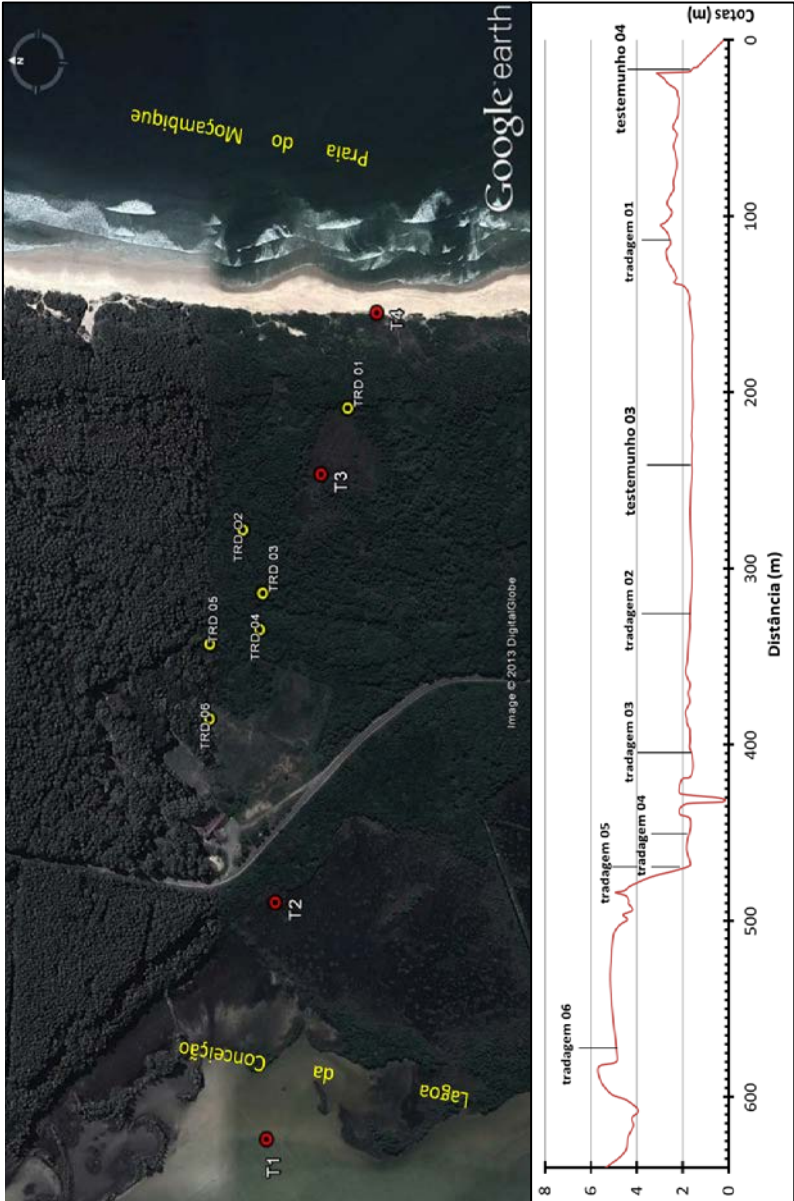
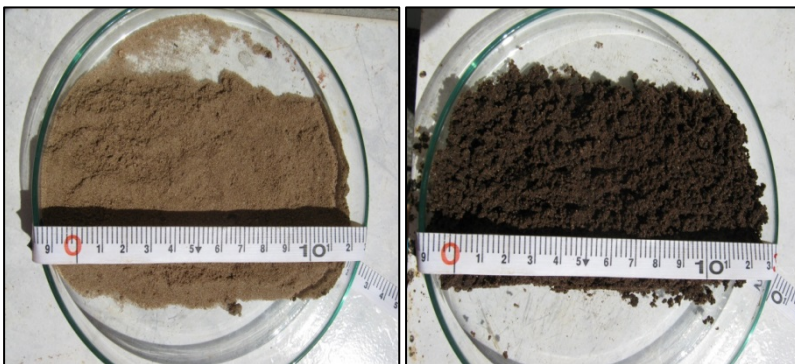


Figura 13 – Exemplos de fotografias de amostras sedimentares coletadas nos pontos de tradagem 06 e 03 respectivamente.



3.3 DATAÇÃO

Duas amostras: os intervalos de 143 – 145 cm de profundidade do Testemunho 3; e de 93 – 94 cm de profundidade do Testemunho 4, foram enviadas para datação pelo método do C^{14} , no Laboratório de Carbono 14, no Centro de Energia Nuclear Aplicada à Agricultura (CENA), da USP, em Piracicaba (SP), a fim de determinar a idade dos principais paleoambientes e episódios deposicionais representados ao longo dos testemunhos. No entanto, até a conclusão deste trabalho não foi obtido o resultado da segunda datação.

3.4 ESTUDOS GRANULOMÉTRICOS

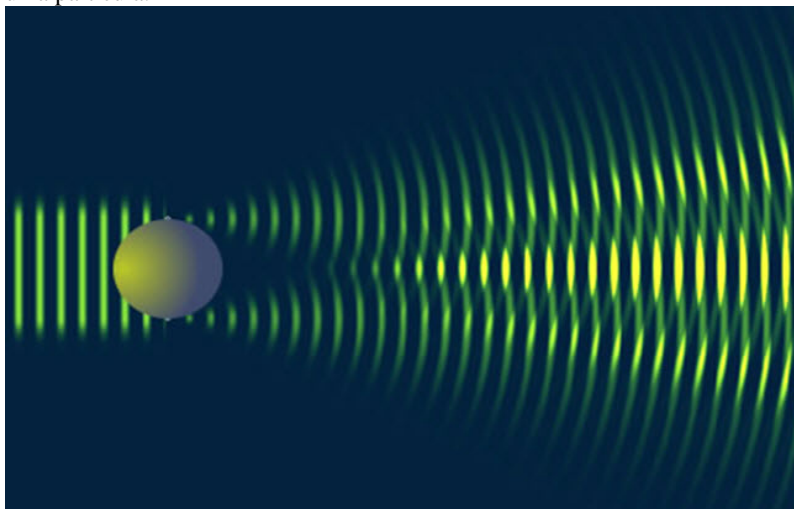
As análises granulométricas foram concentradas nos testemunhos 03 e 04, sendo realizadas em intervalos de 10 em 10 cm, sendo 58 amostras do T3 e 37 do T4, num total de 95 amostras. Devido à ausência aparente de partículas biotétricas nas amostradas analisadas, não foi necessária a queima de carbonatos em solução de ácido clorídrico (HCl).

Realizou-se então queima da matéria orgânica total das amostras. Para tanto foram separadas aproximadamente 20 g de sedimento, levadas à mufla a uma temperatura de 550° C, durante duas horas, conforme metodologia proposta por Gross (1971). A diferença entre o peso inicial (anterior à queima) e o peso final (após a queima) correspondeu ao valor da matéria orgânica total. Após este procedimento, foi separada uma fração de aproximadamente 1 g de

sedimento, para análise granulométrica, realizada em um analisador de partículas por difração a laser modelo Horiba LA – 950.

Como especificado no *site* do fabricante¹, o princípio básico da difração a laser é a dispersão da luz em um ângulo determinado pelo tamanho da partícula. Quanto maior a partícula menor será o ângulo de dispersão da luz, e vice-versa. A luz é dispersada mais intensamente e em ângulos menores quanto maior for o tamanho da partícula, conforme a figura 14 abaixo. Assim o equipamento medirá os ângulos e a intensidade da luz dispersada pelas partículas na amostra analisada.

Figura 14 – Imagem representando o comportamento da luz incidindo sobre uma partícula.



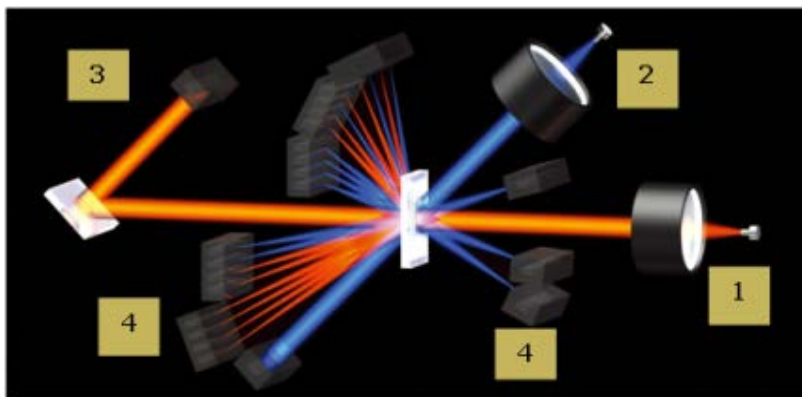
Fonte: <http://www.horiba.com>

Ainda segundo o fabricante, o aparelho é composto por duas fontes de luz (indicados pelos números 1 e 2 na Figura 15), de diferentes comprimento de onda, o que aumenta o limite inferior de detecção do tamanho das partículas. O instrumento ainda é composto por um sistema de manipulação que controla a interação entre as partículas e a luz incidente (número 3, Figura 15), e por um conjunto de fotodiodos (fotodetectores) que captam a luz em uma ampla variedade de ângulos

¹<http://www.horiba.com/br/scientific/products/particle-characterization/particle-size-analysis/details/la-950-laser-particle-size-analyzer-108/>

possíveis (representados pelo número 4 na Figura 15). Os padrões de luz coletados nos detectores são utilizados para determinar o tamanho das partículas pelo *software* que acompanha o aparelho de acordo com a chamada *Teoria de Mie* ou *Dispersão de Mie* (1908).

Figura 15 - Mecanismos constituintes do analisador a laser.



Fonte: <http://www.horiba.com>

Posteriormente os dados adquiridos foram inseridos no *software* Sysgran (Camargo, 2005) para definição dos parâmetros granulométricos segundo Folk & Ward (1957). Desta forma foram obtidos os valores de diâmetro médio, grau de seleção, assimetria e curtose e as classes granulométricas.

Para determinação do diâmetro médio, Folk & Ward (*op. cit.*) definiram a seguinte equação:

$$M_z = \frac{\phi_{84} + \phi_{50} + \phi_{16}}{3}$$

onde **M_z** = diâmetro médio; **φ 84**, corresponde ao 84° percentil na escala de φ; **φ 50** corresponde ao 50° percentil (média ou mediana); e **φ 16** ao 16° percentil.

Dias (2004; pg. 32) esclarece o porquê da escolha dos percentis **φ 84** e **φ 16**: “A escolha destes percentis baseia-se no facto de, na curva de frequência normal (gaussiana), 68% da população ocorrer entre a média mais um desvio padrão e a média menos um desvio padrão.” Lembrando que a média (**φ 50**) neste caso, coincide com a mediana, por tratar-se de uma curva normal. Deste modo, teremos a média menos um

desvio padrão ($50 - 68/2 = 16$) e a média mais um desvio padrão ($50 + 68/2 = 84$). Sendo assim, elucida o autor, os valores na curva granulométrica compreendidos entre os percentis 16 e 84, representam a quantidade de partículas cujos diâmetros situam-se entre um desvio padrão para cada lado da média. Visando a inclusão do terço central da distribuição e, conseqüentemente, uma maior eficiência da equação, Folk & Ward (1957) também incluíram a média ou mediana ($\phi 50$) na mesma.

Camargo (2006) comparando os métodos gráficos (como o de Folk & Ward) em relação aos métodos não-gráficos ou algébricos (Método dos Momentos), explica que, enquanto os primeiros têm como foco da análise a porção central das curvas em detrimento das caudas (com limites inferiores e superiores entre 16% e 84% no caso de Folk & Ward) o Método dos Momentos analisa a população inteira. Entretanto a desvantagem deste último é sua grande sensibilidade aos valores extremos (*outliers*).

De acordo com Dias (2004), em relação ao grau de seleção (desvio padrão), Folk & Ward (*op. cit.*) definiram a seguinte fórmula na definição deste parâmetro, considerando os 68% centrais da distribuição (02 desvio padrões) e os 90% centrais da mesma distribuição (3,3 desvios padrões):

$$\sigma\phi = \frac{\phi 84 - \phi 16}{4} + \frac{\phi 95 - \phi 5}{6,6}$$

Por fim, para definir a curtose, Folk & Ward (*op. cit.*) levaram em conta a seguinte relação: na curva normal, o intervalo existente entre $\phi 5$ e $\phi 95$ é exatamente 2,44 vezes maior que o existente entre $\phi 25$ e $\phi 75$. Portanto, a partir da razão entre estes dois intervalos, os autores determinam se a curva é platicúrtica ou leptocúrtica, de acordo com a seguinte equação:

$$K = \frac{\phi 95 - \phi 5}{2,44 (\phi 75 - \phi 25)}$$

Assim as curvas normais, chamadas mesocúrticas terão valor de $K = 1,00$; as curvas leptocúrticas $K > 1,00$ e as platicúrticas $K < 1,00$ (DIAS, *op. cit.*).

No que diz respeito à classificação verbal, o *software* Sysgran, baseado nos métodos gráficos de análises estatísticas dos sedimentos,

define os seguintes limites e nomenclaturas em relação aos diferentes parâmetros, de acordo com Camargo (2006):

- **grau de seleção:** <0,35, muito bem selecionado; entre 0,35 e 0,50, bem selecionado; entre 0,50 e 1,00, moderadamente selecionado; entre 1,00 e 2,00, pobremente selecionado; entre 2,00 e 4,00, muito pobremente selecionado; e >4 extremamente mal selecionado;

- **assimetria:** entre -1 e -0,3, muito negativa; entre -0,3 e -0,1, negativa; entre -0,1 e 0,1, aproximadamente simétrica; entre 0,1 e 0,3, positiva; e entre 0,3 e 1,0, muito positiva;

- **curtose:** <0,67, muito platicúrtica; entre 0,67 e 0,90, platicúrtica; entre 0,90 e 1,11, mesocúrtica; entre 1,11 e 1,50, leptocúrtica; entre 1,5 e 3, muito leptocúrtica; >3, extremamente leptocúrtica.

3.5 ANÁLISE MORFOMÉTRICA E MINERALÓGICA

Foram selecionadas algumas amostras para a realização de estudos morfométricos dos grãos dos sedimentos, que levam a um melhor entendimento de fatores como: o tempo de permanência das partículas no ciclo sedimentar; os agentes envolvidos no transporte das mesmas; a intensidade dos processos de transporte e retrabalhamento dos grãos; a origem e a distância das fontes e as características da rocha matriz (SUGUIO, 1973; BIRD, 2000; SELLEY, 2000; DIAS, 2004; NICHOLS, 2009).

A metodologia relativa à população e à fração granulométrica a ser analisada varia de acordo com cada autor, conforme discutido por Cox & Budhu (2008). Nesta pesquisa optou-se pela proposta de Dias (2004) que recomenda a classificação de no mínimo 100 grãos por amostra, embora ressalte que a precisão dos resultados aumente com a dimensão da população. Para o autor, não se deve misturar, em uma mesma análise, grãos de frações granulométricas distintas, pois o grau de rolamento diminui à medida que os grãos vão tornando-se menores. Sendo assim, quando a análise não é realizada em todas as frações, o que demanda muito tempo, é comum serem analisados os intervalos de 1 a 2 ϕ e/ou 2 a 3 ϕ .

Sendo assim, para cada uma das amostras selecionadas para as análises morfométricas, foram fotografados 100 grãos, pertencentes à classe areia fina (retidos na malha 125 μm ou 3 ϕ). As fotomicrografias foram obtidas em lupa binocular, modelo Zeiss Discovery v12 sobre fundo escuro, com magnificação de 40X. O zoom óptico utilizado na câmera fotográfica foi de 4x. Cabe ressaltar que, devido ao diâmetro dos

grãos e à magnificação escolhida, foram necessárias até três fotos diferentes de cada amostra para que 100 grãos diferentes fossem fotografados com boa definição de imagem. Além disso, um maior número de fotos (menos grãos por foto) diminui a dificuldade no manuseio dos mesmos, que devem estar arranjados de modo que fiquem isolados dos outros grãos, permitindo a visualização dos contornos individuais. O arranjo dos grãos na placa de petri foi feito com auxílio de um pincel n°. 000.

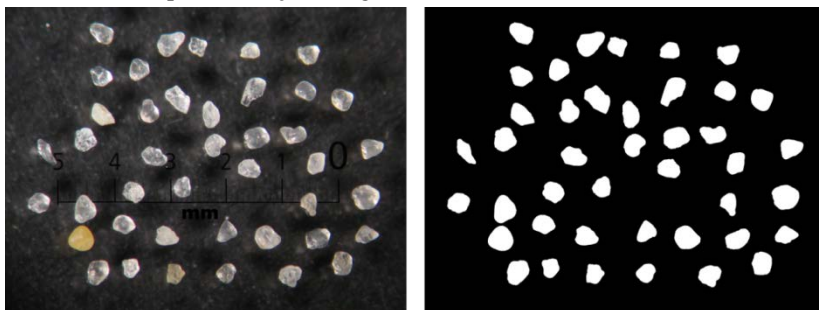
As imagens foram então processadas no *software ImageJ* (RASBAND, 2004), disponível para *download* gratuito (o *link* encontra-se nas referências). O *ImageJ* é baseado na linguagem de programação *Java*®, sendo um programa aberto, que além dos *plug-ins* nativos (*built-in*), permite a agregação de novos *plug-ins* pelos desenvolvedores e usuários.

Primeiramente as fotografias dos grãos foram transformadas em imagens binárias no próprio *software*. Após a conversão das fotos, devido à reflexão desigual da luz nas partículas arenosas de quartzo ou no próprio fundo, as imagens geralmente ficam com bastante ruído, com buracos nos grãos ou contornos mal definidos. Alguns *plug-ins* desenvolvidos por Landini (2006) e incluídos no pacote *Morphological Operators for ImageJ* ajudam a melhorar a qualidade e o processamento da imagem binária.

Os problemas remanescentes na imagem binária foram corrigidos através de “ferramentas de pintura” do próprio *ImageJ*.. Os grãos cujos contornos estavam muito distorcidos ou em contato com outros grãos, tornando inviáveis os ajustes sem que fossem alteradas as formas originais dos mesmos, foram apagados da imagem. Os resultados finais estão exemplificados na figura 16.

Neste estudo optou-se pelo uso de parâmetros morfométricos calculados através do *plug-in* Particle8 (LANDINI, 2006), por apresentarem resultados mais satisfatórios. Foram selecionados três descritores de forma do *plug-in*: Circularidade (adotado neste trabalho como “Arredondamento de Cox (1927)”), Arredondamento (adotado como “Circularidade de Pentland (1927)”) e Esfericidade (chamado “Esfericidade Landini (2006)”).

Figura 16 - Fotografia dos grãos de quartzo (à esq.), convertidas em imagens binárias (à dir.) para definição dos graus de arredondamento e esfericidade.



As nomenclaturas empregadas foram adaptadas de acordo com as fórmulas utilizadas pelo *software* nos cálculos dos referidos parâmetros e sua correlação com as equações e conceitos apresentados por autores da sedimentologia nos estudos referentes às formas das partículas. Assim o cálculo da “Circularidade” realizado pelo *plug-in Particle8* utiliza a fórmula “ $4\pi A/p^2$ ”, onde “A”, corresponde à área da partícula e “p” ao seu perímetro. Esta é a mesma equação apresentada por Cox (1927) para definir o que chamou de “arredondamento” das partículas sedimentares. Os valores deste índice variam de 0 a 1. De acordo com a fórmula, quanto maior o perímetro (contorno) da partícula, menor será o índice e menos “arredondada” será a mesma, sendo consequentemente mais angulosa. Desta maneira, optou-se pelo uso do termo “Arredondamento de Cox (1927)” por ser mais apropriado.

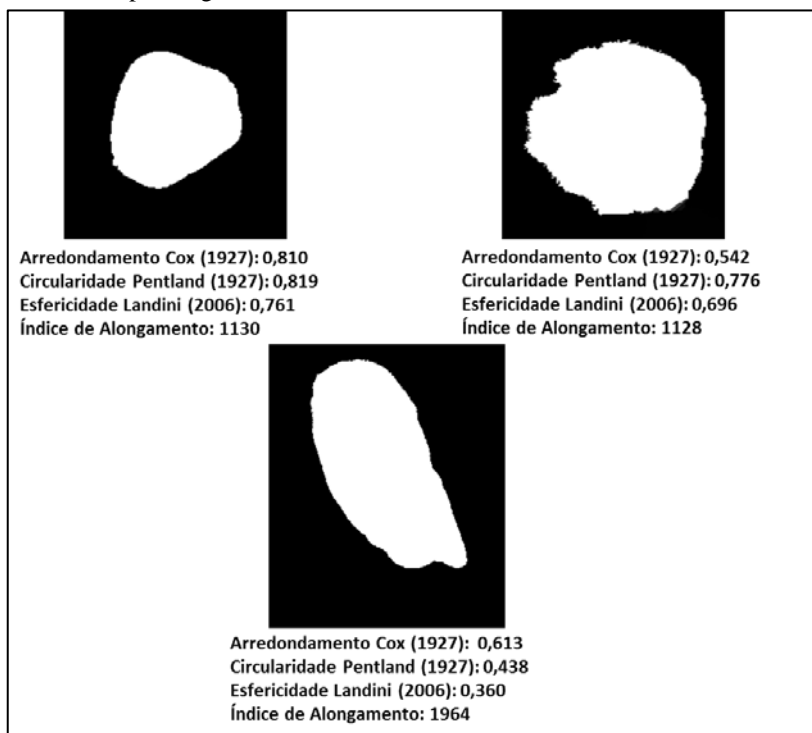
Para o cálculo do “Arredondamento”, o *Particle8* utiliza a equação “ $4A/\pi(L)^2$ ”, onde “A” é a área da partícula e “L” seu eixo maior, sendo esta a mesma fórmula apresentada por Pentland (1927) para definir o que chamou de “angularidade (arredondamento)”. Da mesma maneira, o índice varia de 0 a 1. Entretanto, como pode ser observado, e como destacado por Blott & Pye (2008), a fórmula seja, mais corretamente, um cálculo de “circularidade”, pois quanto maior o “eixo L”, menor será a “circularidade” da partícula e mais “alongada” será a mesma. Portanto, neste trabalho adotou-se o termo “Circularidade de Pentland (1927)”.

Por fim, para calcular a “Esfericidade”, o programa utiliza a fórmula proposta por Landini (2006): “MinR/MaxR” onde “MinR” é o raio do maior círculo inscrito na partícula e “MaxR”, o raio do menor círculo circunscrito na mesma. Esta equação é semelhante àquelas apresentadas por Wadell (1935) e por Riley (1941) para definir o que

também chamaram de “esfericidade”. Embora seja mais corretamente um cálculo de “circularidade” por tratar-se de uma análise bidimensional, nesta pesquisa optou-se pelo emprego do termo “Esfericidade de Landini (2006)”.

Na figura 17 pode-se notar exemplos da variabilidade destes índices em relação às partículas quartzosas de diferentes formas fotografadas e convertidas em imagens binárias:

Figura 17 - Exemplos de variabilidade dos índices morfológicos em relação a diferentes tipos de grãos.



Fonte: elaborado pelo autor.

Inicialmente foram analisadas três amostras representando ambientes deposicionais recentes encontrados na área de estudo: praial, paludial e eólico, buscando a diferenciação ou semelhança entre os mesmos em relação aos parâmetros morfométricos analisados. Posteriormente algumas amostras pré-selecionadas ao longo dos testemunhos foram analisadas, buscando-se as possíveis correlações.

Além disso, 10 amostras de cada testemunho foram selecionadas para a análise mineralógica visual, realizada a partir de fotomicrografias em lupa binocular, com magnificação de 40X.

3.6 DETERMINAÇÕES DO TEOR TOTAL DE CARBONO ORGÂNICO E RAZÃO ISOTÓPICA DO CARBONO ($\delta^{13}\text{C}$)

Buscando-se identificar a origem da matéria orgânica sedimentar encontrada ao longo dos testemunhos (continental, marinha ou transicional), 22 amostras, sendo 11 do T03 e 11 do T04, foram enviadas ao Laboratório de Isótopos Estáveis, do Centro de Energia Nuclear Aplicada à Agricultura (CENA), da USP, em Piracicaba (SP), para determinação da razão isotópica do carbono ($\delta^{13}\text{C}$), bem como do carbono total.

Para tanto empregou-se o método de espectrometria de massas. Neste processo utiliza-se um instrumento chamado ANCA-MS (*Automatic Nitrogen and Carbon Analyser – Mass Spectrometer*), sendo formado por um analisador automático de carbono (C) e nitrogênio (N), acoplado a um espectrômetro de massas (IRMS). As amostras orgânicas contendo entre 20 – 200 μg de carbono (C) são moídas, seladas em cápsulas de estanho (Sn) e colocadas no amostrador. São então submetidas a um fluxo de hélio (He) ultrapuro. Posteriormente as amostras são levadas para o interior de um tubo de combustão onde um fluxo de O_2 ultrapuro substitui temporariamente o fluxo de He. Quando este pulso de O_2 chega ao tubo de combustão, juntamente com as amostras seladas nas cápsulas de estanho, a temperatura no local elava-se para 1700°C causando a completa combustão das mesmas. Os produtos da combustão: CO_2 , N_2 , NO_x e H_2O são levados para um tubo de redução a temperatura de 600°C e que contém cobre metálico (Cu). Neste tubo os óxidos de nitrogênio são reduzidos à N_2 , sendo também retido o excesso de O_2 . A seguir, os gases são conduzidos pelo gás carregador para uma coluna preenchida com perclorato de magnésio [$\text{Mg}(\text{ClO}_4)_2$] que retém o vapor de água. Após passagem por uma válvula “bypass” (análise de C ou S) uma coluna cromatográfica separa o CO_2 de impurezas (BARRIE & PROSSER, 1996).

Por fim, uma pequena fração do efluente (0,1%) entra no espectrômetro de massas (IRMS) através de um longo tubo capilar com constritor para ajuste do fluxo de gás. O gás é então analisado para C-total e razão $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, por meio das intensidades das massas 44, 45 e 46 (BARRIE & PROSSER, *op. cit.*).

3.7 ESTUDOS MICROPALAEONTOLÓGICOS

As amostras de sedimentos destinadas às análises de microfauna foram preparadas seguindo-se as metodologias descritas por Boltovskoy (1965) e Debenay *et al.* (1997). As amostras foram lavadas através de peneira com malha de 63 μm , sendo posteriormente secas em estufa a 40° C. O material foi então submetido à flotação utilizando-se o tricloroetileno de carbono (C_2HCl_3), líquido que, devido a sua alta densidade (1,46 g/cm^3), permite a concentração das testas dos foraminíferos e de outros organismos da micro e meiofauna, no sobrenadante. O material flotado foi recolhido em filtro de papel, seco e analisado em estereomicroscópio com magnificação de até 160 X.

Algumas amostras pré-selecionadas para estudos micropaleontológicos foram analisadas em laboratório. Os seguintes intervalos foram inspecionados:

- **T1:** 10 -15 cm; 30 – 35 cm ; 40 – 45 cm ; 60 – 65 cm ; 80 – 85 cm ; 90 – 95 cm.
- **T2:** 0 – 5 cm; 100 – 105 cm; 200 – 205 cm; 250 – 255 cm; 290 – 295 cm.
- **T3:** 50 – 55 cm; 100 – 105 cm; 150 – 155 cm; 250 – 255 cm; 300 – 305 cm; 350 – 355 cm; 370 – 374 cm; 376 – 380 cm; 400 – 405 cm; 500 – 505 cm; 550 – 555 cm.
- **T4:** 0 – 5 cm; 94 – 99 cm; 203 – 208 cm; 305 – 310 cm; 379 – 382.

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 DESCRIÇÕES VISUAIS DOS TESTEMUNHOS

Como já dito na metodologia, em laboratório os testemunhos foram abertos e, antes de serem amostrados, foram descritos quanto à cor, textura, estruturas sedimentares e presença de constituintes orgânicos.

- Testemunho 01

No testemunho 01, coletado em área marginal rasa da laguna, a profundidade total penetrada foi de 263 cm, mas houve uma compactação de 155 cm, com uma profundidade de sedimento recuperada de 108 cm. O testemunho apresentou-se todo constituído por areias finas, sem variações granulométricas. Desde o topo até a profundidade aproximada de 13 cm encontrou-se uma areia de coloração mais escura que as restantes do testemunho (cor 5Y 3/2, segundo a *Geological Rock-color Chart by Munsell®*), com indícios de percolação de ácidos orgânicos a partir da superfície. No restante do testemunho, a cor variou entre 5Y 6/4, 5Y 5/2 e 5Y 4/4. A granulometria manteve-se constante ao longo da sequência deposicional, caracterizada por areias finas e bem selecionadas. Foi observada a presença de poucas raízes entre 30 e 36 cm e de manchas escuras em alguns locais, associadas à presença de ácidos orgânicos. A descrição detalhada do testemunho foi feita nas pranchas a seguir:

TESTEMUNHO Nº01

| | |
|---------------------------------------|--------------------------------|
| LOCALIZAÇÃO: Área Marginal da Laguna | PROFUNDIDADE PENETRADA: 108 cm |
| COORDENADAS UTM: 22J 752668 / 6948899 | DIÂMETRO DO CANO: 7 cm |

| PROFUNDIDADE (cm) | SIMBOLOGIA | TEXTURA | COR | DESCRIÇÃO | IMAGEM | | |
|----------------------|--|---------|--------|---|--------|--|--|
| 0 | | AF | 5Y 3/2 | Areia fina e bem selecionada, com coloração escura associada à presença de matéria orgânica percolada | | | |
| 5 | | | 5Y 6/4 | Areia fina de cloração mais clara, textura fina e bem selecionada | | | |
| 10 | | AF | 5Y 5/2 | | | | |
| 15 | | | AF | Manchas mais escuras provavelmente associadas à presença de ácidos orgânicos | | | |
| 20 | AF | | | | | | |
| 25 | Areia fina de coloração mais clara, textura fina e bem selecionada | | | | | | |
| 30 | | | | | | | |
| 35 | Manchas mais escuras provavelmente associadas à presença de ácidos orgânicos | | | | | | |
| 40 | | | | | | | |
| 45 | Areia fina de coloração mais clara, textura fina e bem selecionada | | | | | | |
| 50 | | | | | | | |
| 55 | Manchas mais escuras provavelmente associadas à presença de ácidos orgânicos | | | | | | |
| 60 | | | | | | | |
| 65 | Areia fina de coloração mais clara, textura fina e bem selecionada | | | | | | |
| 70 | | | | | | | |
| 75 | Manchas mais escuras provavelmente associadas à presença de ácidos orgânicos | | | | | | |
| 80 | | | | | | | |
| 85 | Areia fina de coloração mais clara, textura fina e bem selecionada | | | | | | |
| 90 | | | | | | | |
| 95 | Manchas mais escuras provavelmente associadas à presença de ácidos orgânicos | | | | | | |
| 100 | | | | | | | |

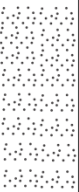

LEGENDA

- AREIA
- RAÍZES

- MATERIA ORGÂNICA
- LAMA

TESTEMUNHO Nº01

| | |
|---------------------------------------|--------------------------------|
| LOCALIZAÇÃO: Área Marginal da Laguna | PROFUNDIDADE PENETRADA: 108 cm |
| COORDENADAS UTM: 22J 752668 / 6948899 | DIÂMETRO DO CANO: 7 cm |

| PROFUNDIDADE (cm) | SIMBOLOGIA | TEXTURA | COR | DESCRIÇÃO | IMAGEM |
|----------------------|---|---------|--------|--|---|
| 85 |  | AF | 5Y 5/2 | Areia de coloração homogênea, textura fina e bem selecionada |  |
| 90 | | | | | |
| 95 | | | | | |
| 100 | | | | | |
| 105 | | | | | |
| 110 | | | | | |
| 115 | | | | | |
| 120 | | | | | |
| 125 | | | | | |
| 130 | | | | | |
| 135 | | | | | |
| 140 | | | | | |
| 145 | | | | | |
| 150 | | | | | |
| 155 | | | | | |
| 160 | | | | | |
| 165 | | | | | |
| 170 | | | | | |
| 175 | | | | | |
| 180 | | | | | |
| 185 | | | | | |

LEGENDA



AREIA



RAÍZES



MATERIA ORGÂNICA



LAMA




- Testemunho 02:

No testemunho 02 a profundidade penetrada foi de 350 cm, houve uma compactação de 54 cm, com a profundidade de sedimento recuperada de 296 cm. Nos primeiros 10 cm foi observada grande quantidade de raízes e fragmentos vegetais, com percolação de ácidos orgânicos. A coloração da areia nesta faixa foi relativamente mais escura em relação ao restante do testemunho (5Y 5/2 e 5Y 4/4). A partir dos 10 cm, a areia apresentou uma coloração mais clara, variando entre 10YR 6/2 e 10YR 6/6.

A classe granulométrica predominante foi areia fina, com areia média concentrada na forma de lâminas em algumas profundidades. Os grãos apresentaram-se, de maneira geral, bem selecionados visualmente. Foi observada a presença de fragmentos vegetais, sobretudo raízes, em alguns pontos do testemunho. Do mesmo modo, observou-se a presença de manchas alaranjadas em grande parte do mesmo, bem concentradas em alguns locais.



TESTEMUNHO Nº02

| | |
|--------------------------------------|--------------------------------|
| LOCALIZAÇÃO: Área Marginal da Laguna | PROFUNDIDADE PENETRADA: 396 cm |
| COORDENADAS UTM2J 752987 / 6948894 | DIÂMETRO DO CANO: 7 cm |

| PROFUNDIDADE (cm) | SIMBOLOGIA | TEXTURA | COR | DESCRIÇÃO | IMAGEM |
|-------------------|------------|---------|------------------|---|--|
| 0 | | | | |  |
| 5 | | AF | 5Y 5/2 5Y 4/4 | Presença de muitas raízes e fragmentos vegetais; percolação de ácidos orgânicos | |
| 10 | | | | | |
| 15 | | | | | |
| 20 | | | | | |
| 25 | | AMF | | | |
| 30 | | | 10YR 6/2 | Areia de granulação fina a média fina, coloração homogênea, presença de alguns fragmentos vegetais, sobretudo raízes. | |
| 35 | | | | | |
| 40 | | | | | |
| 45 | | AF | | | |
| 50 | | | | |  |
| 55 | | | 10YR 6/6 | Manchas alaranjadas, provavelmente associadas à presença de ácidos orgânicos | |
| 60 | | | | | |
| 65 | | | | | |
| 70 | | | 10YR 6/2 | | |
| 75 | | | | | |
| 80 | | AF | | | |
| 85 | | | | Aumento das manchas alaranjadas associadas aos ácidos orgânicos | |
| 90 | | | | | |
| 95 | | | | | |
| 100 | | | | |  |

LEGENDA

-  AREIA
-  RAÍZES

-  MATERIA ORGÂNICA
-  LAMA



TESTEMUNHO Nº02

| | |
|---------------------------------------|--------------------------------|
| LOCALIZAÇÃO: Área Marginal da Laguna | PROFUNDIDADE PENETRADA: 396 cm |
| COORDENADAS UTM: 22J 752987 / 6948894 | DIÂMETRO DO CANO: 7 cm |

| PROFUNDIDADE (cm) | SIMBOLOGIA | TEXTURA | COR | DESCRIÇÃO | IMAGEM |
|-------------------|------------|----------|--|---|--------|
| 100 | | AF | 10YR 6/6 | Manchas alaranjadas, associadas à presença de ácidos orgânicos | |
| 105 | | | | | |
| 110 | | | | | |
| 115 | | | | | |
| 120 | | | | | |
| 125 | AF | 10YR 6/6 | Manchas alaranjadas, associadas à presença de ácidos orgânicos | | |
| 130 | | | | | |
| 135 | | | | | |
| 140 | | | | | |
| 145 | | | | | |
| 150 | | AF | 10YR 6/2 | Ligeira mudança de coloração (escurecimento); presença de manchas alaranjadas associadas à presença de ácidos orgânicos | |
| 155 | | | | | |
| 160 | | | | | |
| 165 | | | | | |
| 170 | | | | | |
| 175 | | AF | 10YR 6/6 | Areia de coloração mais homogênea, redução das manchas alaranjadas, grãos bem selecionados | |
| 180 | | | | | |
| 185 | | | | | |
| 190 | | | | | |
| 195 | | | | | |
| 200 | | | | | |

LEGENDA

-  AREIA
-  RAÍZES

-  MATÉRIA ORGÂNICA
-  LAMA

TESTEMUNHO Nº02

| | |
|---------------------------------------|--------------------------------|
| LOCALIZAÇÃO: Área Marginal da Laguna | PROFUNDIDADE PENETRADA: 396 cm |
| COORDENADAS UTM: 22J 752987 / 6948894 | DIÂMETRO DO CANO: 7 cm |

| PROFUNDIDADE (cm) | SIMBOLOGIA | TEXTURA | COR | DESCRIÇÃO | IMAGEM |
|-------------------|------------|---------|----------|---|--------|
| 200 | | AF | 10YR 6/2 | Faixa de coloração pouco mais escura, presença de manchas alaranjadas | |
| 205 | | | | | |
| 210 | | | | | |
| 215 | | | | | |
| 220 | | | | | |
| 225 | | AM | 10YR 6/6 | Areia de coloração homogênea, com grãos bem selecionados | |
| 230 | | | | | |
| 235 | | | | | |
| 240 | | | | | |
| 245 | | | | | |
| 250 | | AM | 10YR 6/6 | Aumento da granulometria, presença de manchas alaranjadas | |
| 255 | | | | | |
| 260 | | | | | |
| 265 | | | | | |
| 270 | | | | | |
| 275 | | AF | 10YR 6/2 | Faixa de coloração pouco mais escura, a granulometria volta a ser mais fina | |
| 280 | | | | | |
| 285 | | | | | |
| 290 | | | | | |
| 295 | | | | | |
| 300 | | | | | |

LEGENDA

- AREIA
- RAÍZES

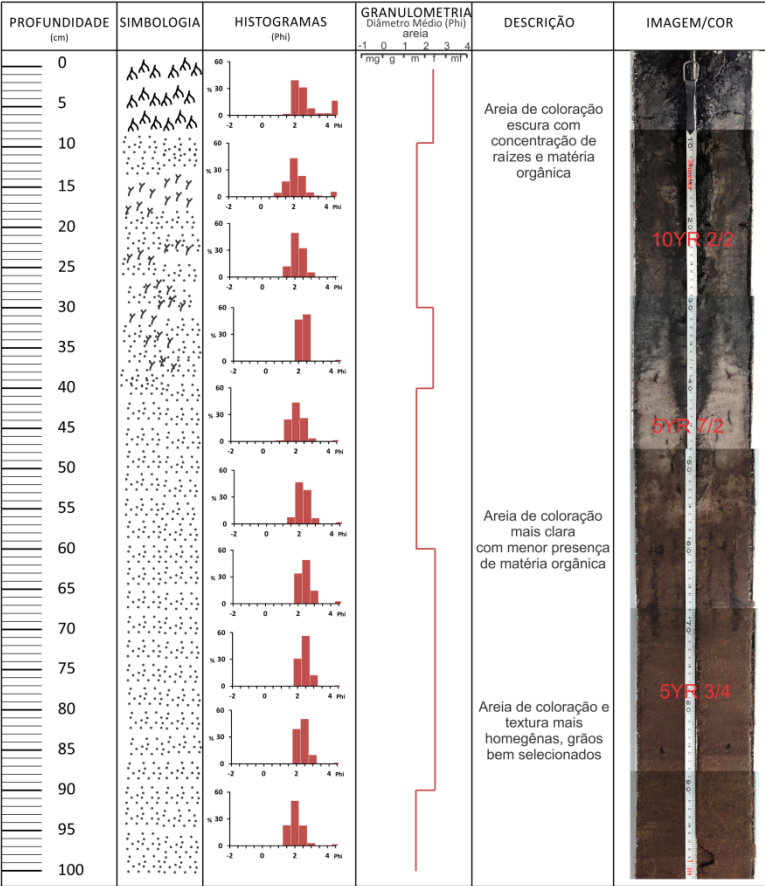
- MATERIA ORGÂNICA
- LAMA

- Testemunho 03

O testemunho 03 foi coletado em uma área de depressão entre cordões arenosos, localizada a aproximadamente 100 metros da duna frontal, parcialmente alagada no momento da coleta. A profundidade total penetrada foi de 600 cm, com a recuperação de 580 cm de sedimento. Os primeiros 40 cm superficiais do pacote sedimentar são marcados pela alta concentração de matéria orgânica, característica do ambiente paludial onde se encontra e areias de coloração escura. Entre os 40 e os 50 cm, ocorre uma pequena faixa arenosa de coloração mais clara, com menor presença de matéria orgânica. A partir daí a areia passa a apresentar uma coloração amarronzada. A textura predominante é areia fina/média, bem selecionadas. Na profundidade de 130 cm ocorre um novo intervalo com concentração de matéria orgânica e coloração bastante escura, sobretudo entre 135 e 145 cm. Abaixo deste intervalo a areia volta a apresentar-se mais clara, com coloração amarronzada, textura fina e bem selecionada. Entre 173 e 176 cm encontra-se uma pequena faixa com presença significativa de matéria orgânica. Daí em diante a areia perde sua cor amarronzada, apresentando uma coloração mais clara (para tons de cinza). A textura predominante continua sendo areia fina/média, bem selecionada até o final do testemunho.

TESTEMUNHO N°03

| | |
|--|--------------------------------|
| LOCALIZAÇÃO: área de depressão após a duna frontal | PROFUNDIDADE PENETRADA: 580 cm |
| COORDENADAS UTM: 22J 753556/6948846 | DIÂMETRO DO CANO: 7 cm |



LEGENDA

- AREIA
- RAÍZES

- MATERIA ORGÂNICA
- LAMA

TESTEMUNHO Nº03

| | |
|--|--------------------------------|
| LOCALIZAÇÃO: área de depressão após a duna frontal | PROFUNDIDADE PENETRADA: 580 cm |
| COORDENADAS UTM: 22J 753556 / 6948846 | DIÂMETRO DO CANO: 7 cm |

| PROFUNDIDADE (cm) | SIMBOLOGIA | HISTOGRAMAS (Phi) | GRANULOMETRIA Diâmetro Médio (Phi) areia 1 0 1 2 3 4 mg g 1 m 1 t 1 ml 1 | DESCRIÇÃO | IMAGEM/COR |
|----------------------|------------|----------------------|--|---|------------|
| 100 | | | | Areia de coloração homogênea grãos bem selecionados, menor presença de matéria orgânica | |
| 105 | | | | | |
| 110 | | | | | |
| 115 | | | | | |
| 120 | | | | | |
| 125 | | | | | |
| 130 | | | | | |
| 135 | | | | | |
| 140 | | | | | |
| 145 | | | | | |
| 150 | | | | Areia de coloração mais clara, grãos bem selecionados, menor presença de matéria orgânica | |
| 155 | | | | | |
| 160 | | | | | |
| 165 | | | | | |
| 170 | | | | | |
| 175 | | | | | |
| 180 | | | | | |
| 185 | | | | | |
| 190 | | | | | |
| 195 | | | | | |
| 200 | | | | | |

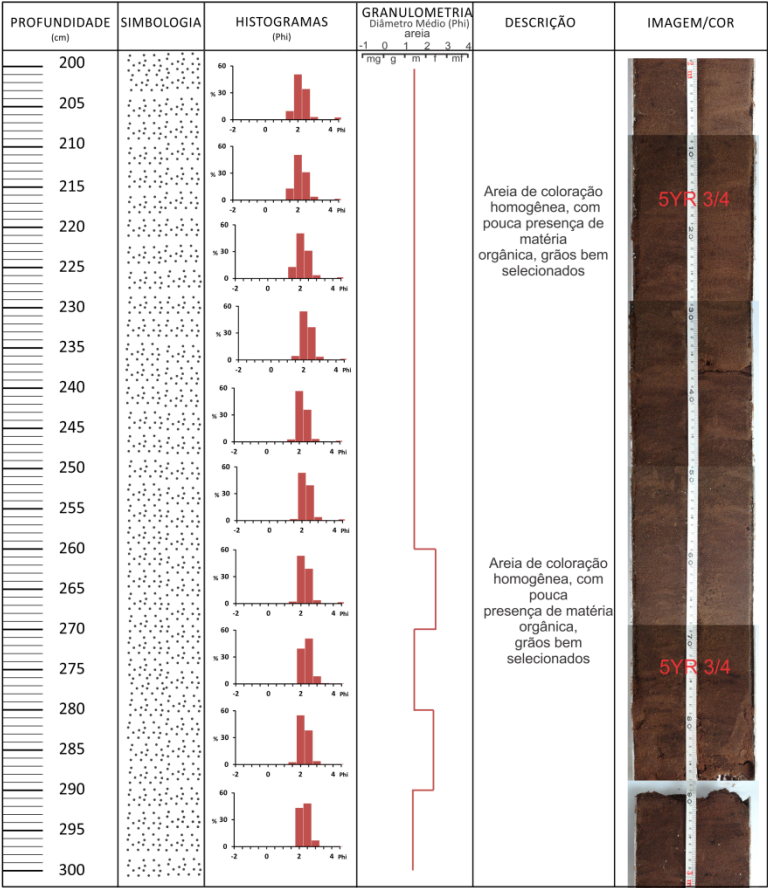
LEGENDA

- AREIA
- RAÍZES

- MATÉRIA ORGÂNICA
- LAMA

TESTEMUNHO Nº03

| | |
|--|--------------------------------|
| LOCALIZAÇÃO: área de depressão após a duna frontal | PROFUNDIDADE PENETRADA: 580 cm |
| COORDENADAS UTM: 22J 753556 / 6948846 | DIÂMETRO DO CANO: 7 cm |



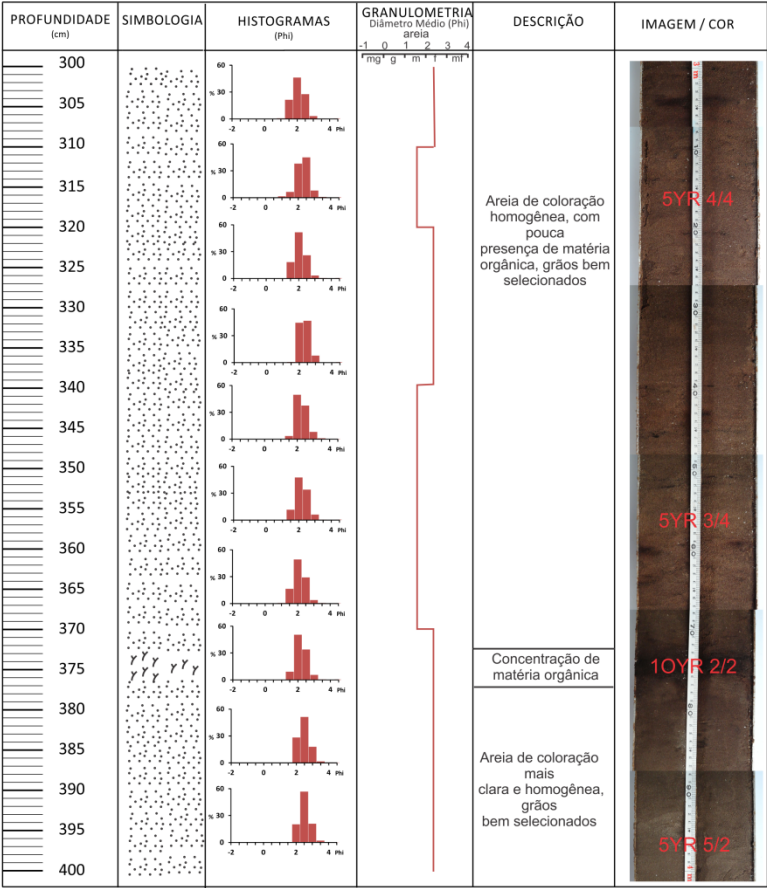
LEGENDA

- AREIA
- RAÍZES

- MATERIA ORGÂNICA
- LAMA

TESTEMUNHO Nº03

| | |
|--|--------------------------------|
| LOCALIZAÇÃO: área de depressão após a duna frontal | PROFUNDIDADE PENETRADA: 580 cm |
| COORDENADAS UTM: 22J 753556/6948846 | DIÂMETRO DO CANO: 7 cm |



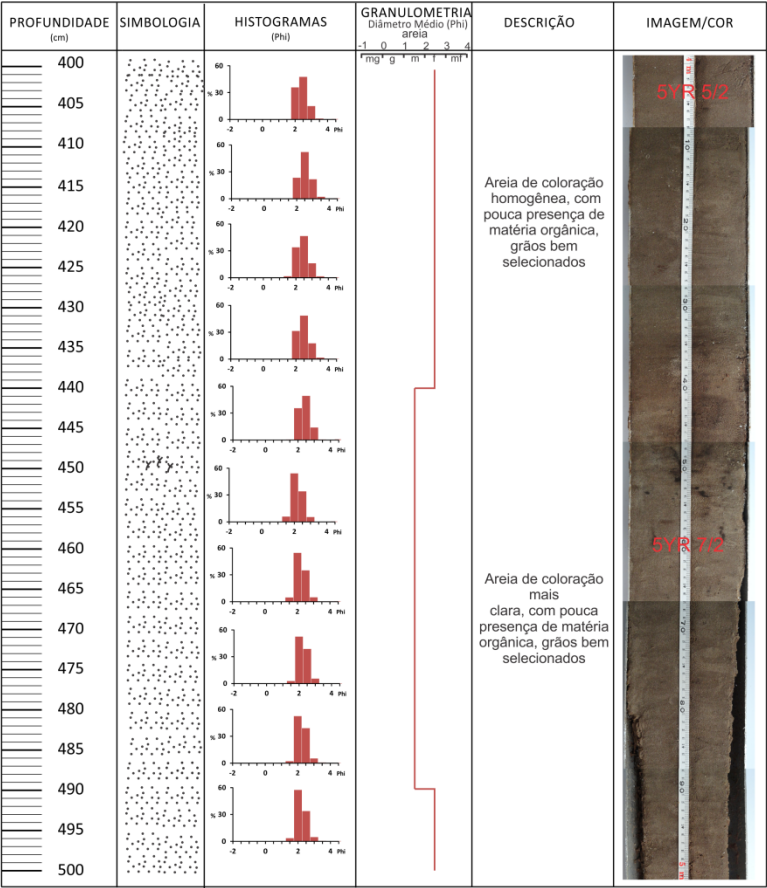
LEGENDA

- AREIA
- RAÍZES

- MATERIA ORGÂNICA
- LAMA

TESTEMUNHO N°03

| | |
|--|--------------------------------|
| LOCALIZAÇÃO: área de depressão após a duna frontal | PROFUNDIDADE PENETRADA: 580 cm |
| COORDENADAS UTM: 22J 753556/6948846 | DIÂMETRO DO CANO: 7 cm |



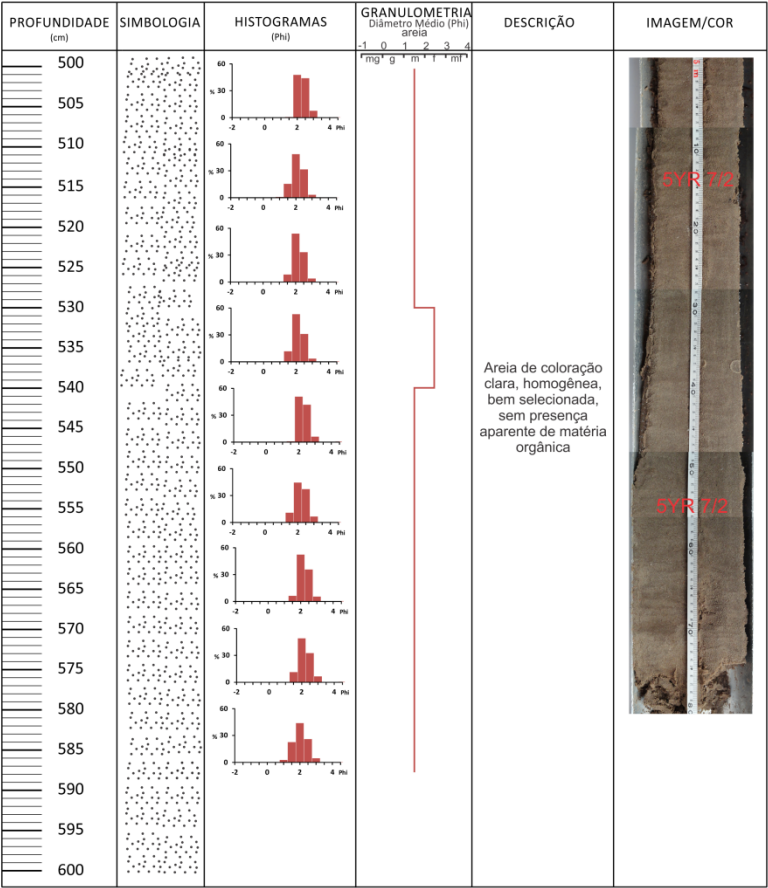
LEGENDA

- AREIA
- RAÍZES

- MATERIA ORGÂNICA
- LAMA

TESTEMUNHO N°03

| | |
|--|--------------------------------|
| LOCALIZAÇÃO: área de depressão após a duna frontal | PROFUNDIDADE PENETRADA: 580 cm |
| COORDENADAS UTM: 22J 753556/6948846 | DIÂMETRO DO CANO: 7 cm |



LEGENDA

- AREIA
- RAÍZES

- MATERIA ORGÂNICA
- LAMA

- Testemunho 04:

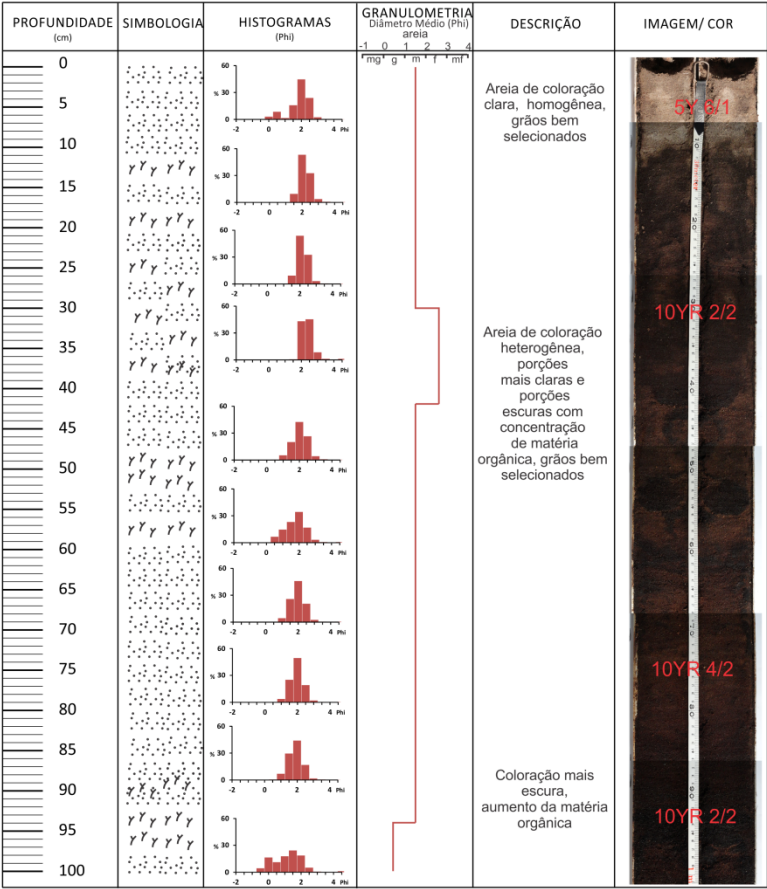
O testemunho 04 foi coletado na Praia do Moçambique, próximo à duna frontal, sobre um afloramento de turfa. A profundidade total penetrada foi de 489 cm, com uma compactação de 107 cm e a profundidade de sedimento recuperada de 382 cm. Do topo do mesmo até a profundidade aproximada de 10 cm observou-se uma areia de coloração clara (5Y 6/1), textura fina e grãos bem selecionados. A partir dos 10 cm, também se observou uma areia de granulação fina e grãos bem selecionados, mas com coloração heterogênea, apresentando porções bastante escuras, relacionados à presença de matéria orgânica. A quantidade de matéria orgânica variou ao longo do testemunho, estando bem concentrada em alguns pontos. A coloração do sedimento variou entre 10 YR 2/2 e 10 YR 5/4.

De maneira geral, a granulometria não apresentou grandes variações, predominando as areias médias, com areias grossas em alguns pontos. Na maior parte do testemunho os grãos apresentaram-se moderadamente selecionados, excetuando-se alguns intervalos isolados onde se constatou a presença de grãos maiores e mal selecionados como, por exemplo, nos intervalos de 220 a 230 cm; e de 335 a 355 cm.

A base do testemunho, a partir da profundidade de 360 cm, voltou a apresentar uma areia mais clara (5Y 5/2; 5Y 7/2), de coloração e textura bastante homogêneas, com grãos bem selecionados.

TESTEMUNHO Nº04

| | |
|-------------------------------------|--------------------------------|
| LOCALIZAÇÃO: Praia do Moçambique | PROFUNDIDADE PENETRADA: 383 cm |
| COORDENADAS UTM: 22J 753770/6948769 | DIÂMETRO DO CANO: 7 cm |



LEGENDA

- AREIA
- RAÍZES

- MATERIA ORGÂNICA
- LAMA

TESTEMUNHO Nº04

| | |
|---------------------------------------|--------------------------------|
| LOCALIZAÇÃO: Praia do Moçambique | PROFUNDIDADE PENETRADA: 383 cm |
| COORDENADAS UTM: 22J 753770 / 6948769 | DIÂMETRO DO CANO: 7 cm |

| PROFUNDIDADE (cm) | SIMBOLOGIA | HISTOGRAMAS (Phi) | GRANULOMETRIA Diâmetro Médio (Phi) areia -1 0 1 2 3 4 mg g -1 m -1 t -1 m -1 | DESCRIÇÃO | IMAGEM/ COR |
|----------------------|------------|----------------------|--|-----------|-------------|
| 100 | | | | | |
| 105 | | | | | 10YR 2/2 |
| 110 | | | | | |
| 115 | | | | | |
| 120 | | | | | 10YR 5/4 |
| 125 | | | | | |
| 130 | | | | | |
| 135 | | | | | |
| 140 | | | | | 10YR 2/2 |
| 145 | | | | | |
| 150 | | | | | |
| 155 | | | | | |
| 160 | | | | | |
| 165 | | | | | |
| 170 | | | | | 10YR 5/4 |
| 175 | | | | | |
| 180 | | | | | |
| 185 | | | | | 10YR 2/2 |
| 190 | | | | | |
| 195 | | | | | |
| 200 | | | | | |

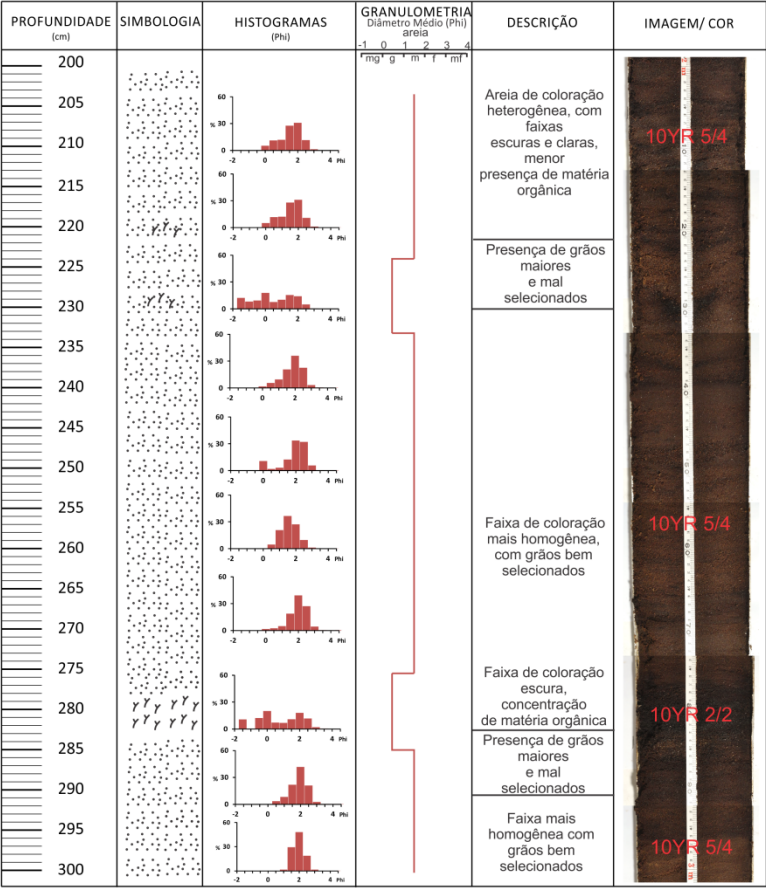
LEGENDA

- AREIA
- RAÍZES

- MATÉRIA ORGÂNICA
- LAMA



TESTEMUNHO Nº04

| | |
|---------------------------------------|--------------------------------|
| LOCALIZAÇÃO: Praia do Moçambique | PROFUNDIDADE PENETRADA: 383 cm |
| COORDENADAS UTM: 22J 753770 / 6948769 | DIÂMETRO DO CANO: 7 cm |



LEGENDA

-  AREIA
-  RAÍZES

-  MATERIA ORGÂNICA
-  LAMA



TESTEMUNHO Nº04

| | |
|-------------------------------------|--------------------------------|
| LOCALIZAÇÃO: Praia do Moçambique | PROFUNDIDADE PENETRADA: 383 cm |
| COORDENADAS UTM: 22J 753770/6948769 | DIÂMETRO DO CANO: 7 cm |

| PROFUNDIDADE (cm) | SIMBOLOGIA | HISTOGRAMAS (Phi) | GRANULOMETRIA Diâmetro Médio (Phi) areia $\text{mg} \cdot \text{g}^{-1} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{f}^{-1} \cdot \text{ml}^{-1}$ | DESCRIÇÃO | IMAGEM/ COR |
|----------------------|------------|----------------------|--|---|-------------|
| 300 | | | | | |
| 305 | Y Y Y Y Y | | | | |
| 310 | | | | Areia de coloração heterogênea, presença de matéria orgânica | 10YR 5/4 |
| 315 | Y Y Y Y Y | | | | |
| 320 | Y Y Y Y Y | | | | 10YR 2/2 |
| 325 | | | | | |
| 330 | | | | | |
| 335 | | | | | |
| 340 | Y Y Y Y Y | | | | |
| 345 | Y Y Y Y Y | | | Areia mal selecionada, com presença de grãos mais grossos, e maior concentração de matéria orgânica | |
| 350 | | | | | |
| 355 | Y Y Y Y Y | | | | 10YR 2/2 |
| 360 | Y Y Y Y Y | | | | |
| 365 | | | | Areia mais fina, de coloração clara e bem selecionada | 5YR 5/2 |
| 370 | | | | | |
| 375 | | | | | |
| 380 | | | | | |
| 385 | | | | | |
| 390 | | | | | |
| 395 | | | | | |
| 400 | | | | | |

LEGENDA

-  AREIA
-  RAÍZES

-  MATERIA ORGÂNICA
-  LAMA

4.2 ANÁLISES MICROPALAEONTOLÓGICAS

Nenhuma das amostras analisadas em qualquer um dos testemunhos apresentou foraminíferos ou qualquer outro organismo biomineralizador pertencente à meiofauna (tecamebas, ostracodes, bivalves, gastropodas, diatomáceas). Exceções feitas ao intervalo entre 30-35 cm do T1, onde foram encontrados pouquíssimos exemplares de testas *aglutinantes*; e ao intervalo entre 0-5 cm do T4 com alguns exemplares de testas calcárias recentes. Assim, não foi possível conduzir estudos paleoecológicos a partir destas amostras.

Tendo em vista a diversidade de espécies e a densidade de foraminíferos observados em estudos de populações recentes, conduzidos por autores como Debenay *et al.* (1997,1998), Bonetti *et al.* (1998) e Dias (2010), acredita-se que a ausência deste grupo, associada as demais características dos sedimentos, seja uma forte evidência de condições deposicionais associadas a ambientes eólicos. Segundo Nichols (2009) pouquíssimos animais vivem em ambientes eólicos ativos. Além disso, materiais fósseis são raramente preservados nesses ambientes, devido ao caráter altamente oxidante destes locais. Corroborando a hipótese de depósitos eólicos o fato de também não ter sido encontrado pólen nestes testemunhos, conforme estudos em desenvolvimento pela Profa. Gisele Leite de Lima (Universidade Federal da Fronteira Sul).

4.3 ANÁLISES GRANULOMÉTRICAS

Devido ao fato dos testemunhos 01 e 02 terem apresentado uma compactação excessiva, bem como, por apresentarem-se visualmente bastante homogêneos, sem mudanças visíveis nos padrões de deposição, e sem presença significativa de matéria orgânica, optou-se por concentrar as análises granulométricas e geoquímicas nos testemunhos 03 e 04.

4.3.1 Testemunho 03

- Diâmetro Médio (Mz)

Em relação à definição das classes granulométricas, o testemunho 03 apresentou textura arenosa, com predomínio da classe areia média, em 38 das 58 amostras (65,51%), seguida por areia fina, em 20 das amostras (34,49%), segundo a escala granulométrica proposta por Wentworth (1922). O diâmetro médio de grão variou de 1,79 até 2,62 ϕ

(Tabela 1). Não foi observada nenhuma gradação vertical ao longo do testemunho em relação ao diâmetro médio, com a distribuição aleatória das amostras de areia média e areia fina (Figura 18).

- Desvio Padrão (Dp)

Ao longo do T03, o desvio padrão (Dp) variou de 0,31 a 1,00 ϕ (Tabela 1). A maioria das amostras, 46 das 58 totais (79,31%) apresentaram-se bem selecionadas, com 10 amostras (17,24%) muito bem selecionadas. Somente a amostra superficial (0 – 5 cm), apresentou-se pobremente selecionada, seguida pelo intervalo (10 – 15 cm) moderadamente selecionado. Ou seja, excetuando-se as duas amostras superficiais, o restante das amostras (96,55%) apresentou um grau de seleção de bom a muito bom. Da mesma forma que em relação ao diâmetro médio, não foi observada nenhuma gradação vertical significativa ao longo do pacote sedimentar (Figura 18).

Uma boa seleção dos grãos, variando de bem a muito bem selecionados, pode ser um indicativo da ação eólica durante o processo de deposição, já que o vento exerce um papel mais seletivo que as correntes marinhas como agente de transporte, como constatado em trabalhos anteriores como os de Mason & Folk (1958); Friedman (1961); Martins, (1967); Tabajara & Martins (2006) e Amim Jr. & Dillenburg (2010).

No entanto, depósitos praias também podem apresentar-se bem selecionados devido à ação seletiva das ondas. Sendo assim, o grau de seleção, por si só não é um indicativo de deposição eólica, devendo ser complementado por outros parâmetros sedimentológicos, biológicos e geoquímicos. Ressalta-se, porém, que autores como Cruz (1998), Leal (1999) e Miot da Silva (2006), analisando características sedimentares atuais da Praia do Moçambique, verificaram a ocorrência de areias mal selecionadas e com diâmetro médio mais grosseiro, no setor centro-sul da praia, próximo ao local de início do perfil amostral (Figura 8).

- Assimetria (Ski)

A maioria das amostras do T03, 33 das 58 totais (56,90%) apresentaram-se aproximadamente simétricas, seguidas por 24 amostras (41,38 %) com assimetria positiva. Somente a amostra superficial (0 – 5 cm) apresentou assimetria muito positiva. Os valores encontrados variaram de -0,05 a 0,58 (Tabela 1). Assim como foi verificado em relação aos parâmetros anteriores, os diferentes graus de assimetria não apresentaram nenhum padrão de distribuição e/ou gradação ao longo do

testemunho, estando aleatoriamente distribuídos. Observamos o predomínio de amostras aproximadamente simétricas, com curvas normais de distribuição granulométrica, seguidas de amostras com assimetria positiva. Esta tendência à assimetria positiva verificada em quase metade das amostras pode ser outro indicativo de deposição eólica dos sedimentos. Segundo autores como Mason & Folk (1958), Friedman (1961; 1967), Duane (1964), Martins (1965; 1967) a assimetria é sensível ao ambiente deposicional. A diferenciação entre amostras arenosas pode ser determinada numericamente através deste parâmetro.

De acordo com Friedman (1961), as amostras provenientes de dunas e rios geralmente apresentam assimetria positiva, e as amostras praias geralmente assimetria negativa. O transporte eólico e o transporte fluvial possuem geralmente um fluxo unidirecional, sendo no caso das dunas o vento mais intenso e predominante, que dá origem aos depósitos. A gama de partículas de tamanho superior transportadas em suspensão ou por saltação é regulada pela capacidade do meio de transporte. Esta limitação não afeta as partículas mais finas em transporte. O resultado é refletido pela falta de uma “cauda” na parte referente aos grãos mais grossos na distribuição de frequência, geralmente presente em uma curva normal, resultando em uma assimetria positiva. Deve-se ressaltar que as amostras praias utilizadas nos trabalhos dos autores supracitados dizem respeito à face praias, já que em outros setores da praia a ação eólica interfere nos resultados.

Nos depósitos praias, sobretudo em praias com maior energia, as partículas mais finas dificilmente são depositadas, permanecendo em suspensão na coluna d'água, devido aos movimentos de fluxo (*wash*) e refluxo (*backwash*) resultantes da ação das ondas, sendo transportadas mar adentro até serem depositadas em locais com menor energia. Segundo Friedman (1967), que analisou 155 amostras de areia praias de diversas regiões do mundo, a falta de uma fração fina nos sedimentos praias se deve ao fato de que os finos nunca assentam. Sendo assim o referido autor afirma (p.339): *“uma areia praias pode ser considerada como um depósito de refúgio (lag), com os finos sendo removidos pelas ondas e correntes e a areia permanecendo como um sedimento relicto”*. Entretanto, o autor ressalta que, em praias onde o aporte sedimentar excede a energia hidrodinâmica, e os sedimentos em transporte são formados por diferentes populações (areia, silte e argila), depósitos com frações lamosas podem ser observados e estas praias apresentarão assimetria positiva.

Para Martins *et al.* (1972; p.16) que estudaram amostras praiaais ao longo dos litorais de Santa Catarina e Rio Grande do Sul: “*a tendência normal da dinâmica ambiental presente é produzir uma distribuição granulométrica constituída, predominantemente, pela população de saltação, hidrodinamicamente ativada pela ação de saca e ressaca*”. Outros estudos no litoral brasileiro como os de Marconi & Abrahão (1975) e Tabajara & Martins (2006) também constataram um tendência à assimetria negativa em depósitos praiaais. Amim Jr. & Dillenburg (2010), estudando depósitos atuais e pretéritos na barreira holocênica da Pinheira (SC), também conseguiram estabelecer diferenças entre depósitos eólicos (dunas frontais) e praiaais (face praiaal) através dos parâmetros sedimentológicos, entre eles a assimetria positiva e negativa, respectivamente.

- Curtose (Kg)

Em relação à curtose, 33 das 58 amostras do testemunho (56,90%) apresentaram-se mesocúrticas, seguidas por 21 amostras (36,20%) platicúrticas, 03 amostras leptocúrticas (5,18%) e somente 01 amostra muito leptocúrtica (1,72%). Os índices de curtose variaram de 0,74 a 1,82 (Tabela 1). Assim como em relação aos outros parâmetros avaliados, também não houve nenhum padrão de diferenciação na distribuição vertical, com predomínio de amostras mesocúrticas variando a platicúrtica aleatoriamente distribuídas ao longo do testemunho.

O predomínio de amostras mesocúrticas pode ser mais um indicativo de processos de deposição eólicos. Para autores como Tabajara & Martins (2006) distribuições mesocúrticas predominam em ambientes eólicos, sendo evidência da ação seletiva do vento nos processos deposicionais.

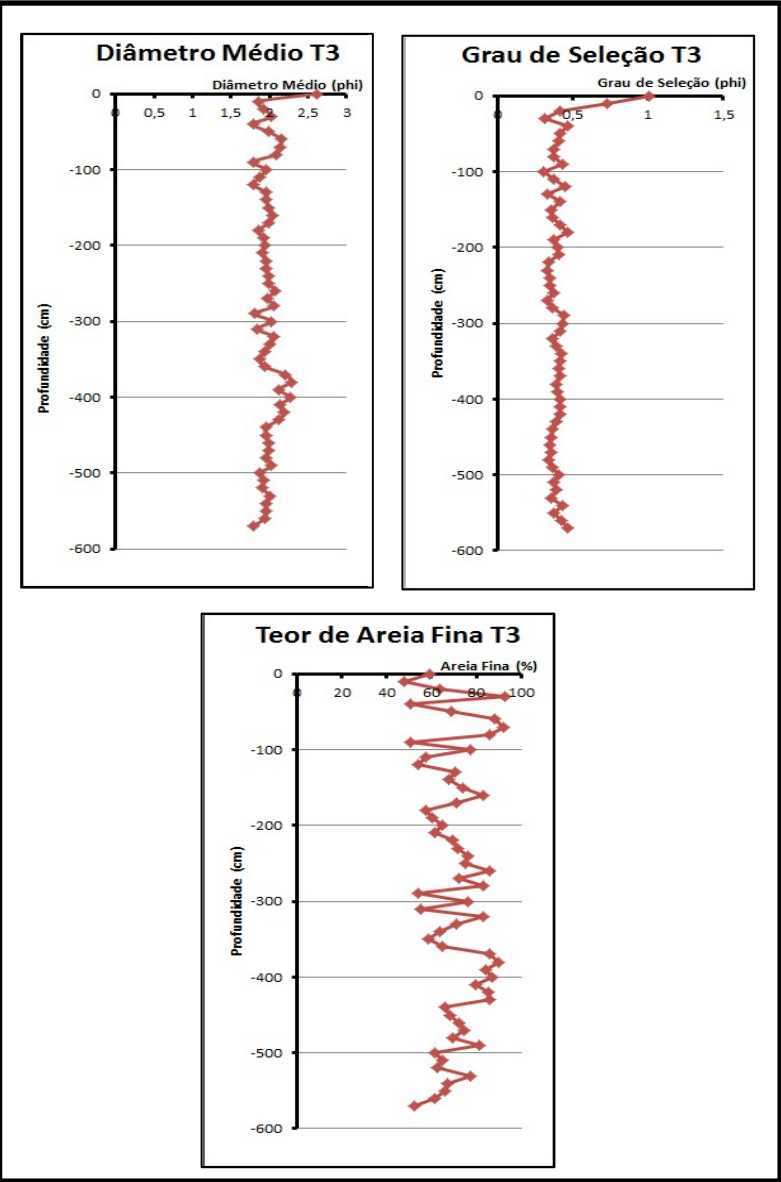
De maneira geral, os parâmetros granulométricos apresentaram-se bastante homogêneos ao longo de todo o testemunho, não sendo encontradas alterações ou gradações significativas no pacote sedimentar. A maior variação deu-se em relação ao teor de areia fina, que oscilou bastante com valores entre 50 e 100%.

Na tabela 1 todos os dados granulométricos do testemunho 03 podem ser observados, e na figura 18 as distribuições do diâmetro médio, do grau de seleção e do teor de areia fina ao longo do mesmo.

Tabela 1 - Parâmetros estatísticos de Folk & Ward ao longo do testemunho 03.

| Prof.[cm] | Diâmetro Médio | Classe Textural | Grau de Seleção | Classificação | Assimetria | Classificação | Curtose | Classificação |
|-----------|----------------|-----------------|-----------------|---------------------------|------------|---------------------------|---------|--------------------|
| 0-5 | 2.52 | Areia fina | 1.01 | Pobremmente selecionado | 0.58 | Muito positiva | 1.23 | Leptocúrtica |
| 10-15 | 1.96 | Areia média | 0.73 | Moderadamente selecionado | 0.28 | Positiva | 1.82 | Muito leptocúrtica |
| 20-25 | 1.92 | Areia média | 0.42 | Bem selecionado | 0.09 | Aproximadamente simétrica | 1.00 | Mesocúrtica |
| 30-35 | 2.02 | Areia fina | 0.31 | Muito bem selecionado | -0.05 | Aproximadamente simétrica | 0.74 | Platicúrtica |
| 40-45 | 1.79 | Areia média | 0.46 | Bem selecionado | 0.02 | Aproximadamente simétrica | 0.93 | Mesocúrtica |
| 50-55 | 1.98 | Areia média | 0.42 | Bem selecionado | 0.11 | Positiva | 0.98 | Mesocúrtica |
| 60-65 | 2.15 | Areia fina | 0.41 | Bem selecionado | 0.03 | Aproximadamente simétrica | 1.00 | Mesocúrtica |
| 70-75 | 2.14 | Areia fina | 0.37 | Bem selecionado | -0.05 | Aproximadamente simétrica | 1.05 | Mesocúrtica |
| 80-85 | 2.09 | Areia fina | 0.37 | Bem selecionado | 0.02 | Aproximadamente simétrica | 0.94 | Mesocúrtica |
| 90-95 | 1.79 | Areia média | 0.43 | Bem selecionado | 0.05 | Aproximadamente simétrica | 1.08 | Mesocúrtica |
| 100-105 | 1.95 | Areia média | 0.31 | Muito bem selecionado | 0.17 | Positiva | 0.77 | Platicúrtica |
| 110-115 | 1.87 | Areia média | 0.37 | Bem selecionado | 0.11 | Positiva | 1.11 | Mesocúrtica |
| 120-125 | 1.79 | Areia média | 0.45 | Bem selecionado | -0.02 | Aproximadamente simétrica | 0.97 | Mesocúrtica |
| 130-135 | 1.95 | Areia média | 0.33 | Muito bem selecionado | 0.24 | Positiva | 0.81 | Platicúrtica |
| 140-145 | 1.96 | Areia média | 0.41 | Bem selecionado | 0.13 | Positiva | 0.99 | Mesocúrtica |
| 150-155 | 1.98 | Areia média | 0.36 | Bem selecionado | 0.16 | Positiva | 0.83 | Platicúrtica |
| 160-165 | 2.05 | Areia fina | 0.37 | Bem selecionado | 0.09 | Aproximadamente simétrica | 0.89 | Platicúrtica |
| 170-175 | 2.00 | Areia média | 0.42 | Bem selecionado | 0.07 | Aproximadamente simétrica | 0.99 | Mesocúrtica |
| 180-185 | 1.86 | Areia média | 0.46 | Bem selecionado | -0.02 | Aproximadamente simétrica | 0.92 | Mesocúrtica |
| 190-195 | 1.93 | Areia média | 0.37 | Bem selecionado | 0.16 | Positiva | 0.95 | Mesocúrtica |
| 200-205 | 1.94 | Areia média | 0.40 | Bem selecionado | 0.09 | Aproximadamente simétrica | 0.97 | Mesocúrtica |
| 210-215 | 1.91 | Areia média | 0.41 | Bem selecionado | 0.08 | Aproximadamente simétrica | 0.99 | Mesocúrtica |
| 220-225 | 1.96 | Areia média | 0.34 | Muito bem selecionado | 0.16 | Positiva | 0.77 | Platicúrtica |
| 230-235 | 1.96 | Areia média | 0.33 | Muito bem selecionado | 0.18 | Positiva | 0.77 | Platicúrtica |
| 240-245 | 1.99 | Areia média | 0.34 | Muito bem selecionado | 0.17 | Positiva | 0.81 | Platicúrtica |
| 250-255 | 1.98 | Areia média | 0.34 | Muito bem selecionado | 0.17 | Positiva | 0.81 | Platicúrtica |
| 260-265 | 2.08 | Areia fina | 0.37 | Bem selecionado | 0.01 | Aproximadamente simétrica | 0.93 | Mesocúrtica |
| 270-275 | 1.97 | Areia média | 0.33 | Muito bem selecionado | 0.15 | Positiva | 0.76 | Platicúrtica |
| 280-285 | 2.05 | Areia fina | 0.36 | Bem selecionado | 0.04 | Aproximadamente simétrica | 0.88 | Platicúrtica |
| 290-295 | 1.81 | Areia média | 0.44 | Bem selecionado | 0.01 | Aproximadamente simétrica | 0.96 | Mesocúrtica |
| 300-305 | 2.03 | Areia fina | 0.43 | Bem selecionado | -0.05 | Aproximadamente simétrica | 1.02 | Mesocúrtica |
| 310-315 | 1.84 | Areia média | 0.41 | Bem selecionado | 0.06 | Aproximadamente simétrica | 1.04 | Mesocúrtica |
| 320-325 | 2.05 | Areia fina | 0.36 | Bem selecionado | 0.06 | Aproximadamente simétrica | 0.87 | Platicúrtica |
| 330-335 | 2.00 | Areia fina | 0.39 | Bem selecionado | 0.20 | Positiva | 0.89 | Platicúrtica |
| 340-345 | 1.94 | Areia média | 0.43 | Bem selecionado | 0.09 | Aproximadamente simétrica | 1.00 | Mesocúrtica |
| 350-355 | 1.87 | Areia média | 0.42 | Bem selecionado | 0.05 | Aproximadamente simétrica | 0.98 | Mesocúrtica |
| 360-365 | 1.94 | Areia média | 0.40 | Bem selecionado | 0.11 | Positiva | 0.98 | Mesocúrtica |
| 370-375 | 2.20 | Areia fina | 0.41 | Bem selecionado | 0.02 | Aproximadamente simétrica | 1.07 | Mesocúrtica |
| 380-385 | 2.28 | Areia fina | 0.39 | Bem selecionado | 0.04 | Aproximadamente simétrica | 1.22 | Leptocúrtica |
| 390-395 | 2.13 | Areia fina | 0.40 | Bem selecionado | 0.02 | Aproximadamente simétrica | 0.96 | Mesocúrtica |
| 400-405 | 2.26 | Areia fina | 0.42 | Bem selecionado | 0.03 | Aproximadamente simétrica | 1.15 | Leptocúrtica |
| 410-415 | 2.14 | Areia fina | 0.42 | Bem selecionado | 0.03 | Aproximadamente simétrica | 0.96 | Mesocúrtica |
| 420-425 | 2.18 | Areia fina | 0.42 | Bem selecionado | 0.03 | Aproximadamente simétrica | 1.00 | Mesocúrtica |
| 430-435 | 2.12 | Areia fina | 0.39 | Bem selecionado | 0.00 | Aproximadamente simétrica | 0.96 | Mesocúrtica |
| 440-445 | 1.95 | Areia média | 0.36 | Bem selecionado | 0.17 | Positiva | 0.87 | Platicúrtica |
| 450-455 | 1.96 | Areia média | 0.35 | Bem selecionado | 0.21 | Positiva | 0.83 | Platicúrtica |
| 460-465 | 1.98 | Areia média | 0.35 | Muito bem selecionado | 0.16 | Positiva | 0.81 | Platicúrtica |
| 470-475 | 1.99 | Areia média | 0.35 | Bem selecionado | 0.18 | Positiva | 0.83 | Platicúrtica |
| 480-485 | 1.95 | Areia média | 0.34 | Muito bem selecionado | 0.21 | Positiva | 0.81 | Platicúrtica |
| 490-495 | 2.03 | Areia fina | 0.36 | Bem selecionado | 0.10 | Positiva | 0.85 | Platicúrtica |
| 500-505 | 1.88 | Areia média | 0.41 | Bem selecionado | 0.03 | Aproximadamente simétrica | 0.96 | Mesocúrtica |
| 510-515 | 1.93 | Areia média | 0.37 | Bem selecionado | 0.09 | Aproximadamente simétrica | 0.91 | Mesocúrtica |
| 520-525 | 1.90 | Areia média | 0.39 | Bem selecionado | 0.07 | Aproximadamente simétrica | 0.98 | Mesocúrtica |
| 530-535 | 2.01 | Areia fina | 0.35 | Bem selecionado | 0.14 | Positiva | 0.83 | Platicúrtica |
| 540-545 | 1.96 | Areia média | 0.43 | Bem selecionado | 0.04 | Aproximadamente simétrica | 0.98 | Mesocúrtica |
| 550-555 | 1.96 | Areia média | 0.37 | Bem selecionado | 0.13 | Positiva | 0.88 | Platicúrtica |
| 560-565 | 1.93 | Areia média | 0.42 | Bem selecionado | 0.10 | Positiva | 1.00 | Mesocúrtica |
| 570-575 | 1.79 | Areia média | 0.47 | Bem selecionado | 0.00 | Aproximadamente simétrica | 0.96 | Mesocúrtica |

Figura 18 - Distribuição dos valores de diâmetro médio, grau de seleção e teor de areia fina (%) ao longo do T03.



4.3.2 Testemunho 04

- Diâmetro Médio (Mz)

No testemunho 04, os valores do diâmetro médio dos grãos variaram entre -0,09 e 2,16 ϕ (Tabela 2). Da mesma forma que ocorreu no T03, houve o predomínio da classe textural areia média, em 26 das 37 amostras analisadas (70,26%), seguida pela classe areia grossa em 08 amostras (21,62%), e areia fina em somente 02 amostras (5,40%). Em apenas uma das amostras (o intervalo entre 369 – 374 cm de profundidade) houve o predomínio de areia muito grossa.

Embora um maior número de classes texturais tenha sido observado em relação ao testemunho 03, como neste, não foi possível delinear padrões de distribuição e/ou gradação ao longo do pacote sedimentar, com distribuição vertical aparentemente aleatória das classes texturais. Entretanto a heterogeneidade das classes pode ser um indicativo da atuação de diferentes agentes ou da variabilidade na competência dos mesmos ao longo do processo deposicional.

Como já ressaltado, estudos sedimentológicos atuais realizados na Praia do Moçambique, verificaram no seu setor central a ocorrência de areias mais grossas e mal selecionadas. Segundo trabalhos como os de Martins *et al.* (1970), Martins *et al.* (1972) e Horn Filho (2006), os depósitos arenosos das praias oceânicas da Ilha de Santa Catarina (face leste) são formados por duas populações distintas: areias mais finas retrabalhadas de antigos cordões litorâneos e areias mais grossas e mais recentes, provenientes da erosão dos espigões rochosos cristalinos. Horn Filho (*op. cit.*) ainda destaca a contribuição de sedimentos continentais e transicionais na formação das praias. Miot da Silva (2002) e Klein *et. al.* (2005) colocam a área fonte como questão fundamental na granulometria dos depósitos praias do centro-leste catarinense, sendo o nível de energia uma questão secundária. Segundo Leal (1999) e Miot da Silva (2006), a dinâmica das ondas e correntes atuantes, aliadas à orientação da linha de costa, explica o acúmulo de areias mais grosseiras no setor central da Praia do Moçambique, diferentemente do que é observado em seus setores norte e sul.

Assim sendo, a ocorrência de areias grossas e até muito grossas em intervalos do testemunho 04 é uma evidência de processos de deposição ligados a ambientes praias.

- Desvio Padrão (Dp)

Em relação ao grau de seleção, 23 das 37 amostras (62,165%) apresentaram-se moderadamente selecionadas, 10 amostras (27,03%) bem selecionadas e 04 amostras (10,81%) pobremente selecionadas. Os valores do desvio padrão variaram entre 0,37 até 1,32 ϕ (Tabela 2). Diferentemente do testemunho 03 onde predominaram as amostras bem selecionadas, com ocorrência bastante significativa de amostras muito bem selecionadas, no testemunho 04 notamos o predomínio de amostras moderadamente selecionadas.

Um menor grau de seleção, se comparado ao T03, pode ser indicativo de um agente de transporte menos seletivo que o vento, com as areias possivelmente depositadas em ambiente praiar (sob a ação hidrodinâmica das ondas e correntes), ou da ocorrência de mais de um agente nos processos deposicionais observados ao longo dos testemunhos.

- Assimetria (Ski)

Os valores da assimetria variaram entre -0,35 e 0,58 (Tabela 2), com 18 amostras (48,65%) aproximadamente simétricas, 11 amostras com assimetria negativa (29,73%), 05 amostras com assimetria positiva (13,51%), 02 amostras (5,40%) apresentaram ainda assimetria muito negativa e 01 amostra apresentou assimetria muito positiva.

Bem como no testemunho 03, houve o predomínio de amostras aproximadamente simétricas. Porém diferentemente deste, onde observamos uma significativa tendência às assimetrias positivas, no testemunho 04, somando-se as amostras com assimetria negativa e muito negativa, temos um total correspondente a 35,13% das amostras. De acordo com autores já mencionados como Mason & Folk (1958), Friedman (1961; 1967), Duane (1964), Martins (1965; 1967), entre outros, que estudaram a assimetria como um dos parâmetros de diferenciação ambiental em relação aos processos de deposição, assimetrias negativas são frequentemente encontradas na face praiar.

Por outro lado, observa-se também a ocorrência de intervalos com assimetria positiva ao longo do testemunho. Tal fato pode ser evidência de um ambiente sob ação de diferentes agentes de transporte ou ainda de processos de retrabalhamento dos grãos.

- Curtose (Kg)

Os valores de curtose variaram entre 0,53 e 1,57 (Tabela 2). Como no testemunho 03 predominaram as amostras mesocúrticas, 21 das 37 analisadas (56,76%), seguidas por 06 amostras leptocúrticas

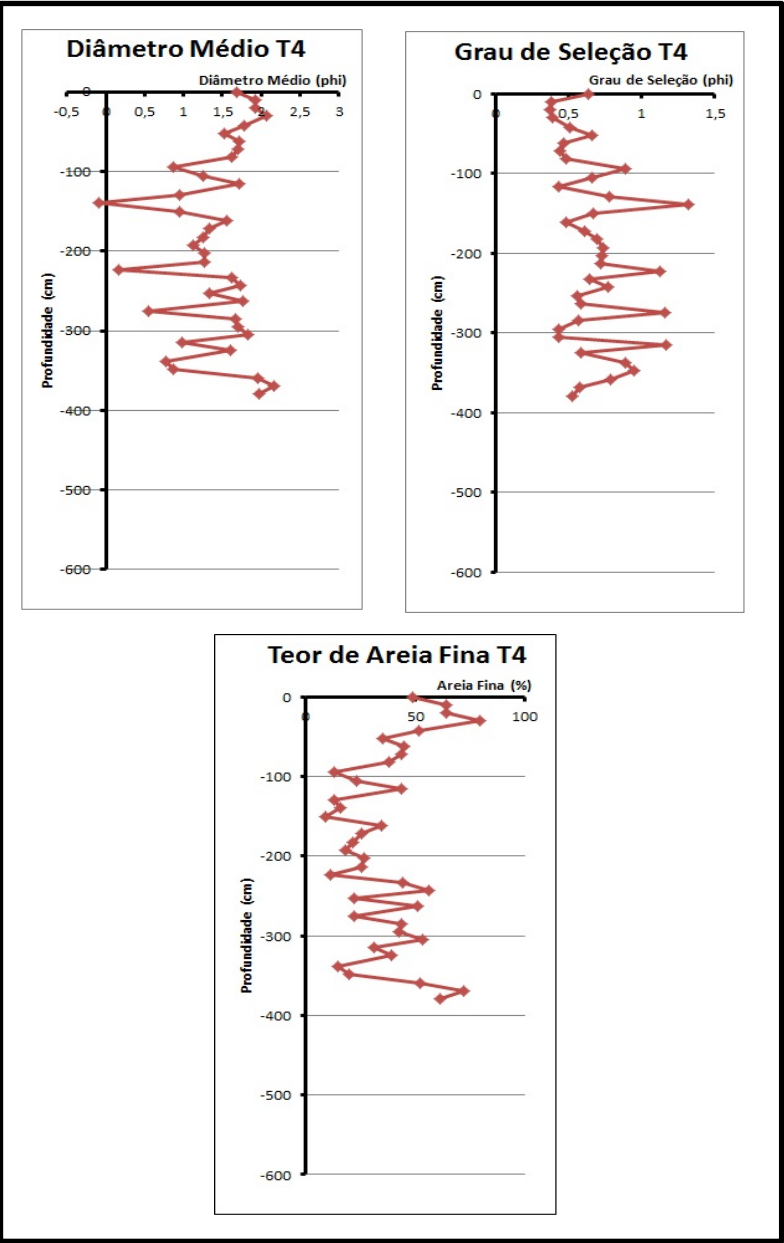
(16,20%), 06 platicúrticas (16,20%), 03 amostras muito platicúrticas (8,10%) e apenas 01 amostra muito leptocúrtica (2,70%). Os valores de curtose no T04 também apresentaram-se aleatoriamente distribuídos.

Os gráficos de diâmetro médio, grau de seleção e teor de areia fina apresentados na Figura 19 permitem notar uma heterogeneidade bem maior neste testemunho, se comparado ao testemunho 03. Embora concentrados na classe textural areia, os valores do diâmetro médio oscilaram bastante ao longo do testemunho, desde areia muito grossa até areia fina. Os intervalos com classes de areia mais grossas correspondem àqueles de pior grau de seleção. Ao contrário do que foi observado no T03, no T04 a maioria dos intervalos apresentou teor de areia fina inferior a 50%.

Tabela 2 - Parâmetros estatísticos de Folk & Ward ao longo do testemunho 04.

| Prof. (cm) | Diâmetro Médio | Classe Textural | Grau de Seleção | Classificação | Assimetria | Classificação | Curtose | Classificação |
|------------|----------------|--------------------|-----------------|---------------------------|------------|---------------------------|---------|--------------------|
| 0 - 5 | 1,69 | Areia média | 0,64 | Moderadamente selecionado | -0,26 | Negativa | 1,47 | Leptocúrtica |
| 10 - 15 | 1,92 | Areia média | 0,38 | Bem selecionado | 0,08 | Aproximadamente simétrica | 0,93 | Mesocúrtica |
| 20 - 25 | 1,92 | Areia média | 0,37 | Bem selecionado | 0,08 | Aproximadamente simétrica | 0,93 | Mesocúrtica |
| 30 - 35 | 2,06 | Areia fina | 0,39 | Bem selecionado | 0,09 | Aproximadamente simétrica | 0,96 | Mesocúrtica |
| 42 - 47 | 1,78 | Areia média | 0,50 | Moderadamente selecionado | -0,04 | Aproximadamente simétrica | 1,02 | Mesocúrtica |
| 52 - 57 | 1,52 | Areia média | 0,66 | Moderadamente selecionado | -0,14 | Negativa | 1,00 | Mesocúrtica |
| 62 - 67 | 1,71 | Areia média | 0,46 | Bem selecionado | 0,01 | Aproximadamente simétrica | 1,01 | Mesocúrtica |
| 72 - 77 | 1,70 | Areia média | 0,44 | Bem selecionado | -0,01 | Aproximadamente simétrica | 1,06 | Mesocúrtica |
| 82 - 87 | 1,63 | Areia média | 0,48 | Bem selecionado | -0,05 | Aproximadamente simétrica | 1,03 | Mesocúrtica |
| 94 - 99 | 0,88 | Areia grossa | 0,89 | Moderadamente selecionado | -0,15 | Negativa | 0,83 | Platicúrtica |
| 106 - 111 | 1,26 | Areia média | 0,66 | Moderadamente selecionado | -0,11 | Negativa | 0,89 | Platicúrtica |
| 116 - 121 | 1,71 | Areia média | 0,43 | Bem selecionado | 0,03 | Aproximadamente simétrica | 1,02 | Mesocúrtica |
| 129 - 134 | 0,94 | Areia grossa | 0,78 | Moderadamente selecionado | -0,10 | Aproximadamente simétrica | 0,90 | Mesocúrtica |
| 139 - 144 | -0,09 | Areia muito grossa | 1,32 | Pobremente selecionado | 0,58 | Muito positiva | 0,57 | Muito platicúrtica |
| 150 - 155 | 0,95 | Areia grossa | 0,67 | Moderadamente selecionado | -0,06 | Aproximadamente simétrica | 0,99 | Mesocúrtica |
| 162 - 167 | 1,56 | Areia média | 0,48 | Bem selecionado | -0,08 | Aproximadamente simétrica | 1,02 | Mesocúrtica |
| 172 - 177 | 1,34 | Areia média | 0,61 | Moderadamente selecionado | -0,10 | Aproximadamente simétrica | 0,94 | Mesocúrtica |
| 183 - 188 | 1,25 | Areia média | 0,69 | Moderadamente selecionado | -0,10 | Aproximadamente simétrica | 0,92 | Mesocúrtica |
| 193 - 198 | 1,12 | Areia média | 0,73 | Moderadamente selecionado | -0,17 | Negativa | 0,86 | Platicúrtica |
| 203 - 208 | 1,27 | Areia média | 0,73 | Moderadamente selecionado | -0,21 | Negativa | 1,03 | Mesocúrtica |
| 213 - 218 | 1,26 | Areia média | 0,72 | Moderadamente selecionado | -0,21 | Negativa | 1,01 | Mesocúrtica |
| 223 - 228 | 0,18 | Areia grossa | 1,12 | Pobremente selecionado | 0,20 | Positiva | 0,53 | Muito platicúrtica |
| 233 - 238 | 1,63 | Areia média | 0,65 | Moderadamente selecionado | -0,19 | Negativa | 1,07 | Mesocúrtica |
| 243 - 248 | 1,73 | Areia média | 0,77 | Moderadamente selecionado | -0,33 | Muito negativa | 1,43 | Leptocúrtica |
| 253 - 256 | 1,34 | Areia média | 0,56 | Moderadamente selecionado | 0,04 | Aproximadamente simétrica | 0,99 | Mesocúrtica |
| 263 - 268 | 1,76 | Areia média | 0,59 | Moderadamente selecionado | -0,13 | Negativa | 1,14 | Leptocúrtica |
| 275 - 280 | 0,54 | Areia grossa | 1,16 | Pobremente selecionado | 0,15 | Positiva | 0,59 | Muito platicúrtica |
| 285 - 290 | 1,67 | Areia média | 0,56 | Moderadamente selecionado | -0,13 | Negativa | 1,11 | Leptocúrtica |
| 295 - 300 | 1,69 | Areia média | 0,43 | Bem selecionado | 0,02 | Aproximadamente simétrica | 1,00 | Mesocúrtica |
| 305 - 310 | 1,82 | Areia média | 0,43 | Bem selecionado | 0,02 | Aproximadamente simétrica | 1,03 | Mesocúrtica |
| 315 - 320 | 0,98 | Areia grossa | 1,16 | Pobremente selecionado | -0,35 | Muito negativa | 0,75 | Platicúrtica |
| 325 - 330 | 1,60 | Areia média | 0,59 | Moderadamente selecionado | -0,10 | Negativa | 1,02 | Mesocúrtica |
| 338 - 343 | 0,77 | Areia grossa | 0,88 | Moderadamente selecionado | 0,09 | Aproximadamente simétrica | 0,75 | Platicúrtica |
| 348 - 353 | 0,87 | Areia grossa | 0,94 | Moderadamente selecionado | -0,05 | Aproximadamente simétrica | 0,70 | Platicúrtica |
| 359 - 364 | 1,95 | Areia média | 0,79 | Moderadamente selecionado | 0,18 | Positiva | 1,57 | Muito leptocúrtica |
| 369 - 374 | 2,16 | Areia fina | 0,58 | Moderadamente selecionado | 0,29 | Positiva | 1,44 | Leptocúrtica |
| 379 - 382 | 1,97 | Areia média | 0,53 | Moderadamente selecionado | 0,13 | Positiva | 1,15 | Leptocúrtica |

Figura 19 - Distribuição dos valores de diâmetro médio, grau de seleção e teor de areia fina (%) ao longo do T04.



4.4 MATÉRIA ORGÂNICA E CARBONO TOTAL

Foram verificados baixos teores de matéria orgânica total (MOT) e, consequentemente, de carbono orgânico ao longo dos testemunhos 03 e 04 (Tabela 3). Embora mais concentrados em alguns intervalos, os valores de MOT mantiveram-se inferiores a 6% em ambos os testemunhos. No testemunho 03, os teores apresentaram-se mais constantes, com 54 amostras (93,10% do total) com valores de matéria orgânica total inferiores a 2%. Houve apenas um pico acentuado (5,33%) no intervalo de 140 – 145 cm (enviado para datação), e outro, menos acentuado (2,30%), na profundidade de 370 - 375 cm. Além da amostra superficial, proveniente de um ambiente paludial dominado por vegetação herbácea, que apresentou um valor de 5,40%.

No testemunho 04, os teores de matéria orgânica mantiveram-se abaixo dos 5%. Em 19 amostras (51,35% do total) os valores estiveram abaixo dos 2%. Os picos principais ocorreram nas profundidades de 94 – 99 cm (enviado para datação) com 4,44% e de 275 – 280 cm, com 4,17%. Na figura 20 observamos a variação dos valores em função da profundidade no T03 e no T04.

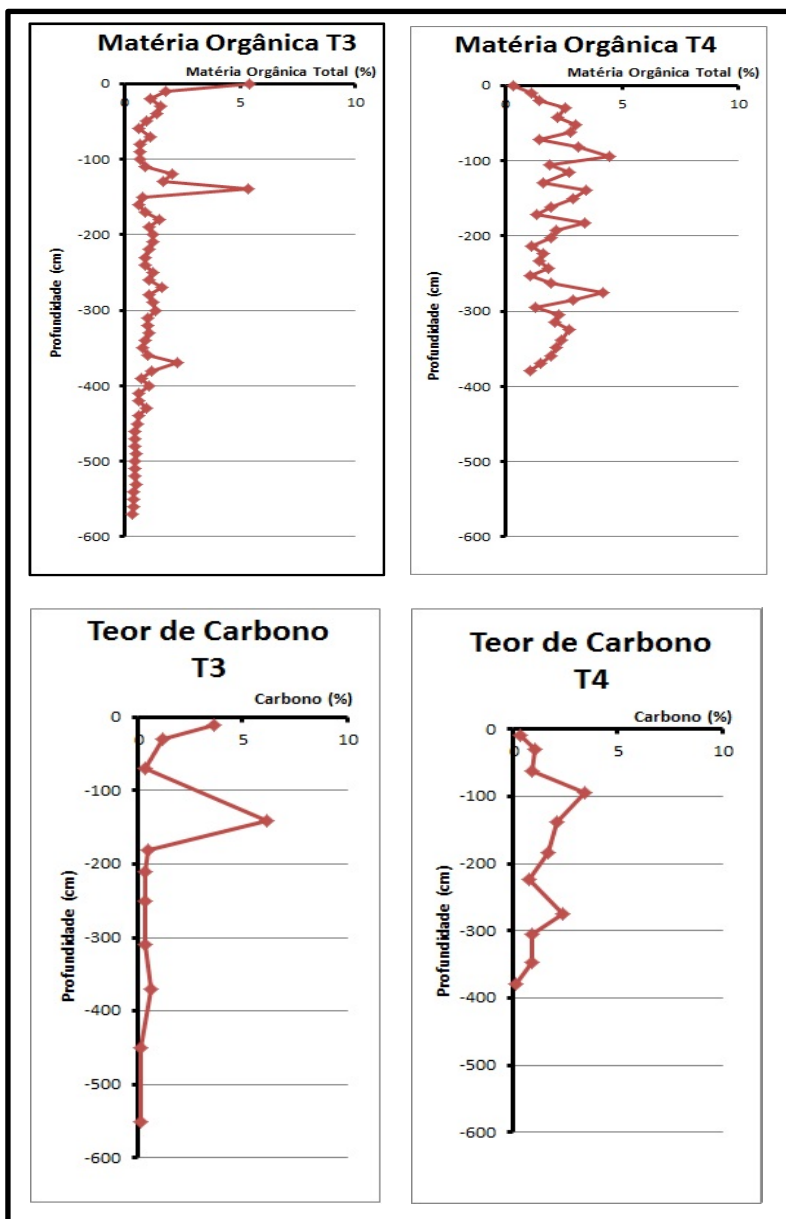
A despeito da coloração escura observada em alguns intervalos dos testemunhos, sobretudo do testemunho 04, constatamos a presença muito pouco significativa de matéria orgânica acumulada ao longo dos mesmos. Tal fato, aliado à ausência de intervalos lamosos e à ocorrência muito pouco significativa de partículas finas (silte e argila) ao longo dos testemunhos 03 e 04, indicam a não amostragem de depósitos tipicamente turfáceos, formados em ambiente paleolagunar, conforme existência na área de estudo proposta por Caruso Jr. (1993).

Segundo Franchi (2004; pág.04): “*a turfa é uma substância fóssil, organo-mineral, originada da decomposição de restos vegetais, encontrada em áreas alagadiças como várzeas de rios, planícies costeiras e regiões lacustres*”. Para Kiehl (1985) a formação das turfeiras tem sua origem relacionada à sedimentação de areia, limo e argila e à deposição de vegetais que crescem emergindo ou sobrenadando na água, bem como de plantas existentes na borda da região alagada. Segundo o autor, são necessários de 100 a 500 anos para produzir uma camada de 30 cm de turfa, sendo que a mesma deve apresentar valores superiores a 40% de matéria orgânica, quando contendo até 30% de água, e valores superiores a 60% de matéria orgânica, se calculada a base de material seco. De acordo com Andrejko *et al.* (1983), para ser considerado turfa o material deve conter 25% ou

Tabela 3 – Teor de matéria orgânica total (MOT) e carbono (C) nos testemunhos 03 e 04.

| TEOR DE MATÉRIA ORGÂNICA (MOT) E CARBONO (C) | | | | | |
|--|-----------------|---------------|---------------|-----------------|---------------|
| TESTEMUNHO 03 | | | TESTEMUNHO 04 | | |
| Prof.(cm) | Teor de MOT (%) | Teor de C (%) | Prof.(cm) | Teor de MOT (%) | Teor de C (%) |
| 0 - 5 | 5,40 | | 0 - 5 | 0,35 | |
| 10 - 15 | 1,77 | 3,61 | 10 - 15 | 1,09 | 0,32 |
| 20 - 25 | 1,12 | | 20 - 25 | 1,43 | |
| 30 - 35 | 1,55 | 1,18 | 30 - 35 | 2,54 | 1,02 |
| 40 - 45 | 1,38 | | 42 - 47 | 2,22 | |
| 50 - 55 | 0,92 | | 52 - 57 | 2,99 | |
| 60 - 65 | 0,63 | | 62 - 67 | 2,78 | 0,87 |
| 70 - 75 | 1,09 | 0,36 | 72 - 77 | 1,45 | |
| 80 - 85 | 0,67 | | 82 - 87 | 3,12 | |
| 90 - 95 | 0,66 | | 94 - 99 | 4,44 | 3,43 |
| 100 - 105 | 0,66 | | 106 - 111 | 1,87 | |
| 110 - 115 | 0,90 | | 116 - 121 | 2,71 | |
| 120 - 125 | 2,07 | | 129 - 134 | 1,60 | |
| 130 - 135 | 1,67 | | 139 - 144 | 3,43 | 2,08 |
| 140 - 145 | 5,33 | 6,15 | 150 - 155 | 2,88 | |
| 150 - 155 | 0,78 | | 162 - 167 | 1,96 | |
| 160 - 165 | 0,59 | | 172 - 177 | 1,35 | |
| 170 - 175 | 0,89 | | 183 - 188 | 3,42 | 1,69 |
| 180 - 185 | 1,52 | 0,46 | 193 - 198 | 2,18 | |
| 190 - 195 | 1,05 | | 203 - 208 | 1,92 | |
| 200 - 205 | 1,23 | | 213 - 218 | 1,11 | |
| 210 - 215 | 1,23 | 0,33 | 223 - 228 | 1,62 | 0,73 |
| 220 - 225 | 1,03 | | 233 - 238 | 1,43 | |
| 230 - 235 | 0,89 | | 243 - 248 | 1,83 | |
| 240 - 245 | 0,89 | | 253 - 256 | 1,08 | |
| 250 - 255 | 1,21 | 0,35 | 263 - 268 | 1,92 | |
| 260 - 265 | 1,07 | | 275 - 280 | 4,17 | 2,40 |
| 270 - 275 | 1,60 | | 285 - 290 | 2,92 | |
| 280 - 285 | 1,03 | | 295 - 300 | 1,25 | |
| 290 - 295 | 1,21 | | 305 - 310 | 2,31 | 0,87 |
| 300 - 305 | 1,31 | | 315 - 320 | 2,10 | |
| 310 - 315 | 1,02 | 0,34 | 325 - 330 | 2,71 | |
| 320 - 325 | 1,02 | | 338 - 343 | 2,39 | |
| 330 - 335 | 1,08 | | 348 - 353 | 2,16 | 0,87 |
| 340 - 345 | 0,86 | | 359 - 364 | 1,92 | |
| 350 - 355 | 0,79 | | 369 - 374 | 1,51 | |
| 360 - 365 | 0,99 | | 379 - 382 | 1,07 | 0,15 |
| 370 - 375 | 2,30 | 0,62 | | | |
| 380 - 385 | 1,18 | | | | |
| 390 - 395 | 0,73 | | | | |
| 400 - 405 | 1,05 | | | | |
| 410 - 415 | 0,61 | | | | |
| 420 - 425 | 0,63 | | | | |
| 430 - 435 | 0,92 | | | | |
| 440 - 445 | 0,61 | | | | |
| 450 - 455 | 0,54 | 0,16 | | | |
| 460 - 465 | 0,44 | | | | |
| 470 - 475 | 0,42 | | | | |
| 480 - 485 | 0,43 | | | | |
| 490 - 495 | 0,47 | | | | |
| 500 - 505 | 0,42 | | | | |
| 510 - 515 | 0,43 | | | | |
| 520 - 525 | 0,46 | | | | |
| 530 - 535 | 0,49 | | | | |
| 540 - 545 | 0,39 | | | | |
| 550 - 555 | 0,39 | 0,10 | | | |
| 560 - 565 | 0,37 | | | | |
| 570 - 575 | 0,33 | | | | |

Figura 20 - Variação dos teores de Matéria Orgânica Total (MOT) e carbono (C) ao longo do T03 e do T04.



menos de massa inorgânica, normalmente referida como “*teor de cinzas*”. Lamim *et al.* (2001) estudando amostras de turfas litorâneas na região de Arraial do Cabo (RJ) coletadas nas profundidades de 20, 50 e 70 cm, encontraram valores de matéria orgânica de 76,4%; 65,7% e 6,8%, respectivamente.

Franchi *et al.* (2004) classificaram as turfeiras existentes no Brasil em dois tipos: as *litorâneas*, associadas à ambientes marinhos marginais, assentadas sobre sequências sedimentares de origem lagunar; e as *interiores*, associadas à ambientes fluviais, desenvolvendo-se ao longo de grandes planícies de inundação de rios meandrantos.

Os depósitos de turfas litorâneas brasileiros estão associados aos ciclos transgressivo-regressivos do nível do mar ocorridos durante o Quaternário. As turfeiras encontradas no país apresentam idade holocênica, tendo sido formadas durante a fase marinha regressiva, em áreas topograficamente rebaixadas próximas ao oceano. Um perfil típico de um depósito turfáceo litorâneo é constituído inicialmente, em sua camada mais profunda, por um substrato arenoso, proveniente dos cordões litorâneos, seguido por sedimentos argilosos de origem lagunar, e por fim, pelas turfas, que frequentemente ocorrem sem nenhuma cobertura, atingindo espessuras médias entre 1,5 e 2,0 metros (VILLWOCK *et al.*, 1980; MARTIN *et al.* 1980; LIMA *et al.*, 1982).

Por todas as características acima descritas, que definem os depósitos tipicamente turfáceos, pode-se afirmar que estes não foram registrados em nenhuma profundidade dos testemunhos 3 e 4. Chama-se atenção ainda para a necessidade de uma análise composicional mais cuidadosa dos afloramentos que ocorrem em alguns trechos da Praia de Moçambique. Talvez a denominação mais correta, seja aquela apresentada por Cruz (1998) que chamou estes depósitos arenosos escuros mais antigos, que afloram após eventos erosivos, de “*camadas escuras hidromórficas*”.

Os intervalos de coloração mais escura e acúmulo mais significativo de matéria orgânica, como aquele observado entre a profundidade de 135 e 145 cm do T03, podem ter sua origem associada a ambientes paludiais formados nas depressões interdunas ou entre os cordões arenosos, onde predominaram os processos deposicionais eólicos. Entretanto, pelas características biosedimentológicas dos depósitos, estes ambientes pantanosos não ocupavam grandes áreas. Apesar do caráter hidromórfico destes substratos, não parece ter havido condições favoráveis à deposição significativa de partículas mais finas como silte e argila, havendo predomínio absoluto da deposição arenosa.

Além disso, a baixa quantidade de matéria orgânica, diz respeito a uma biomassa vegetal pouco representativa.

Os depósitos em questão, provavelmente se assemelhavam muito à área na qual o testemunho 03 foi coletado: um local topograficamente deprimido após a duna frontal, frequentemente alagado, sobretudo nos períodos mais chuvosos, e dominado por uma vegetação de gramíneas de porte pouco expressivo. Se observarmos o valor de matéria orgânica total encontrado na amostra superficial (0 – 5 cm) do T03, que é de 5,40%, notamos a semelhança com o intervalo de 140 - 145 cm, que apresenta um valor de 5,33%. A partir dos 10 – 15 cm, a MOT já cai para 1,77%.

O testemunho 04, coletado no pós-praia próximo à duna frontal, foi extraído a partir da cota altimétrica de 169 centímetros acima do nível do mar. O testemunho 03, localizado a aproximadamente 225 metros do T04 em direção ao continente, foi coletado a partir de uma cota altimétrica semelhante, a 159 centímetros acima do nível do mar. Desta forma, correlações verticais entre as feições visualizadas nos testemunhos podem ser estabelecidas. Assim a camada hidromórfica escura e organicamente mais rica visualizada na superfície do T03 parece ser correspondente aos paleodepósitos que afloram na Praia do Moçambique, e que podem ser visualizados na camada superficial do T04.

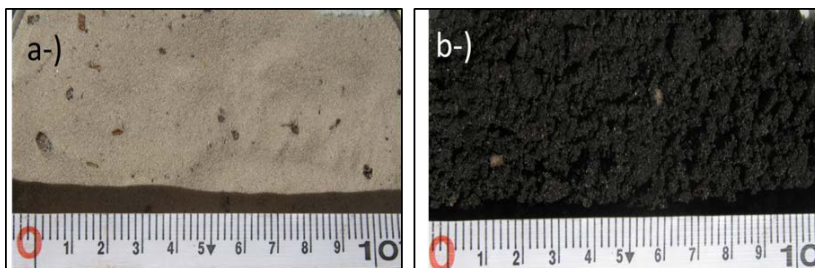
Cabe ressaltar que, enquanto no T03 as camadas mais escuras são bem definidas e diferenciadas do restante do pacote sedimentar, no T04 estes intervalos não se diferenciam nitidamente das camadas adjacentes. As areias de coloração escura estão aleatoriamente distribuídas ao longo de grande parte do T04, embora mais concentradas em alguns pontos.

4.5 TRADAGENS

A tradagem 01 foi realizada entre os dois testemunhos em questão, a cerca de 120 metros do T04 e a 105 metros do T03, em uma cota altimétrica mais elevada, de aproximadamente 240 cm metros acima do nível do mar. Neste local, inicialmente foi observada uma camada superficial de depósitos eólicos formados por areias de coloração mais clara até os 60 cm de profundidade (Figura 21 a). A partir dos 65 cm, observou-se uma camada de areia hidromórfica bastante escura e organicamente enriquecida (Figura 21 b), que se estende por aproximadamente 30 cm, sendo provavelmente a continuidade lateral dos depósitos hidromórficos observados nas

camadas superficiais do T03 e do T04. Por volta de 100 cm de profundidade as camadas arenosas passaram a apresentar uma coloração amarronzada, semelhante àquela observada em boa parte do T03. Na profundidade de 130 cm o lençol freático foi atingido.

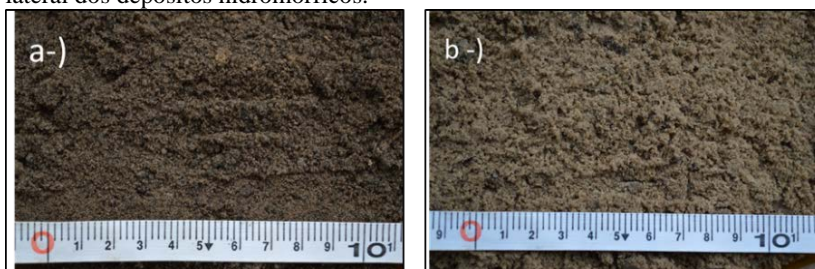
Figura 21 - Fotografia dos sedimentos da tradagem 01. Até os 60 cm (a) areia de coloração clara. A partir dos 65 cm (b) uma camada hidromórfica de coloração escura foi observada.



Na tradagem 02, realizada a 77 metros do T03 em direção ao continente (oeste), na cota aproximada de 1,70 acima do nível do mar, observou-se, uma camada superficial arenosa menos escura (Figura 22 a) e aparentemente menos orgânica que os intervalos observados na superfície do T03, do T04 (aflorantes na Praia do Moçambique), e na profundidade de 65 cm da primeira tradagem. Portanto, não foi observada a continuidade lateral deste depósito hidromórfico para além do T03 na direção oeste.

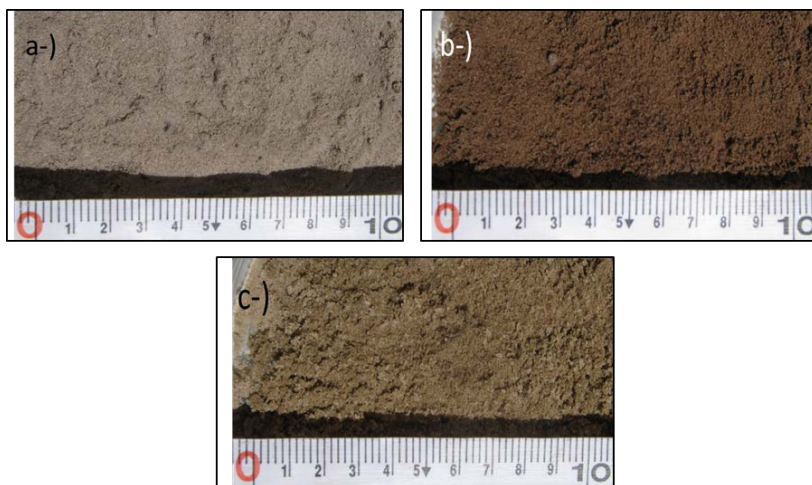
Na profundidade aproximada de 100 cm da tradagem 02, o lençol freático foi atingido. Até esta profundidade, não foi observada nenhuma mudança aparente e significativa nos padrões de cor e textura dos depósitos arenosos (Figura 22 b).

Figura 22 - Fotografia dos sedimentos da tradagem 02. Amostras de coloração mais homogênea em (a) e (b), não foi observada a continuidade lateral dos depósitos hidromórficos.



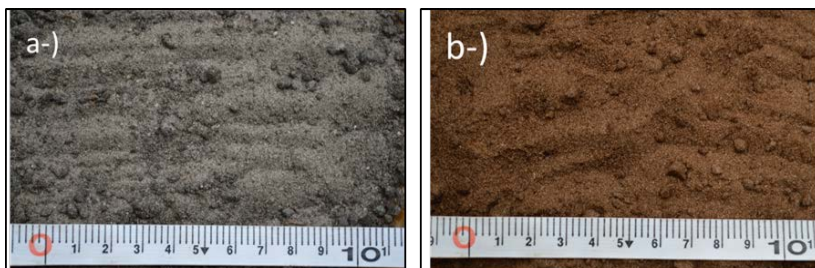
Já na tradagem 03, realizada a 160 metros do T03 continente adentro e na cota aproximada de 160 cm acima do nível do mar, observou-se uma camada superficial de areia clara até os 30 cm de profundidade (Figura 23 a). A partir desta profundidade foi observada uma areia de coloração amarronzada, semelhante aos depósitos observados ao longo do T03 (Figura 23 b). Posteriormente, por volta da profundidade de 100 cm, a areia voltou a apresentar coloração um pouco mais clara (Figura 23 c). Aos 130 cm o lençol freático foi atingido.

Figura 23 - Fotografia dos sedimentos na tradagem 03. Camada superficial de areias mais claras (a) seguida por camadas de areias amarronzadas (b) e (c), a partir dos 30 cm.



A quarta tradagem foi realizada a 48 metros a oeste da tradagem 03, em uma cota aproximada de 1,70 m acima do nível do mar. Da mesma forma foi observada uma camada arenosa inicial de coloração mais clara (Figura 24 a) seguida por uma camada de coloração amarronzada (Figura 24 b) observada até os 130 cm onde o lençol freático foi alcançado.

Figura 24 - Fotografia dos sedimentos da tradagem 04. Camada superficial mais clara (a) seguida por camadas de areias amarronzadas (b).



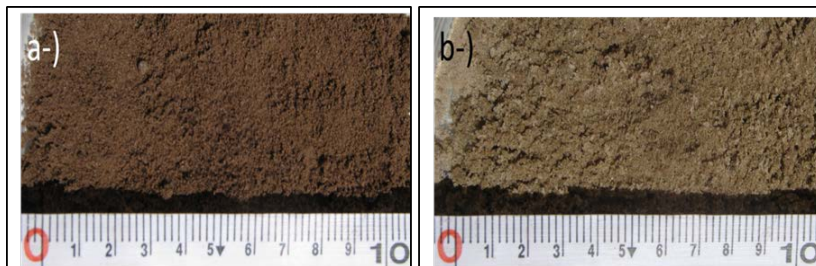
A tradagem 05 foi realizada a 21 metros da tradagem 04 em direção ao continente, em uma cota mais elevada de cerca de 2,50 m acima do nível do mar. Neste local, temos a ocorrência de uma vegetação de restinga estabelecida com estrato arbóreo expressivo, diferentemente de outros locais dominados pelo reflorestamento de *pinus elliottii*. Desta forma, foram observados processos pedogenéticos já estabelecidos. O depósito ao longo da tradagem, realizada até a profundidade de 100 cm, apresentou aparência uniforme de coloração mais escura e com aparente enriquecimento orgânico (Figura 25).

Figura 25 - Fotografia dos sedimentos da tradagem 05. Areia de coloração mais escura provavelmente associada a processos pedogenéticos.



Por fim, a sexta tradagem, foi realizada a 100 metros a oeste da tradagem 05, em uma cota bem mais elevada a aproximadamente 5 m acima do nível do mar, no terraço pleistocênico. Neste local, observamos depósitos tipicamente pleistocênicos, enriquecidos em óxidos de ferro, nas diferentes profundidades: 30 cm (Figura 26 a) e 120 cm (Figura 26 b).

Figura 26 - Fotografia dos sedimentos da tradagem 06. Areias de coloração amarronzadas (a) e (b) provenientes do terraço pleistocênico.



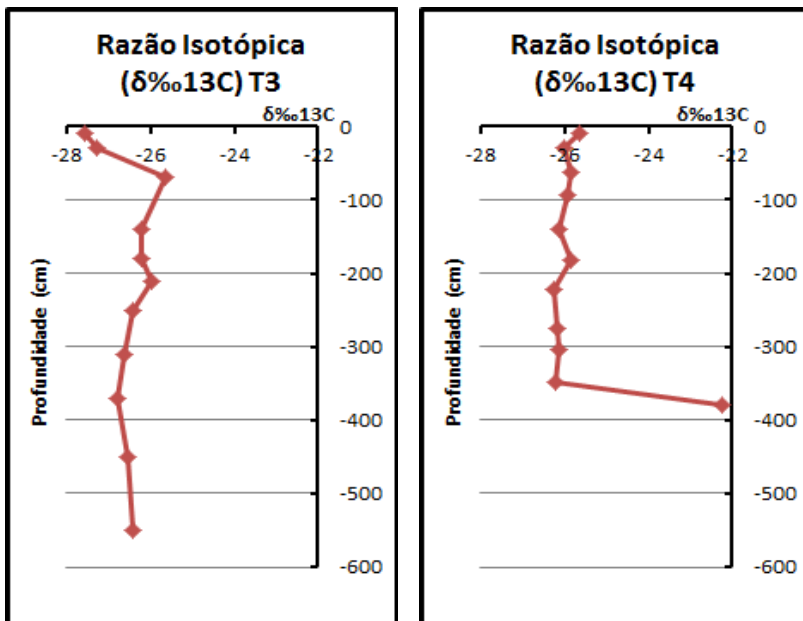
4.6 RAZÃO ISOTÓPICA DO C¹³ ($\delta^{13}\text{C}$)

Na tabela 4 abaixo podemos observar os valores de $\delta^{13}\text{C}$ encontrados ao longo dos testemunhos 03 e 04, e na figura 27, os gráficos de distribuição dos valores em relação à profundidade:

Tabela 4 - Valores do $\delta^{13}\text{C}$ ao longo do T3 e T4.

| Razão Isotópica do C ¹³ ($\delta^{13}\text{C}$) | | | |
|--|------------------------------------|---------------|------------------------------------|
| Testemunho 03 | | Testemunho 04 | |
| Prof. (cm) | ($\delta\text{‰ }^{13}\text{C}$) | Prof. (cm) | ($\delta\text{‰ }^{13}\text{C}$) |
| 10-15 | -27,57 | 10-15 | -25,63 |
| 30-35 | -27,29 | 30-35 | -25,99 |
| 70-75 | -25,65 | 62-67 | -25,84 |
| 140-145 | -26,22 | 94-99 | -25,93 |
| 180-185 | -26,2 | 139-144 | -26,13 |
| 210-215 | -25,95 | 183-188 | -25,83 |
| 250-255 | -26,44 | 223-228 | -26,24 |
| 310-315 | -26,61 | 275-280 | -26,16 |
| 370-375 | -26,78 | 305-310 | -26,12 |
| 450-455 | -26,56 | 348-353 | -26,2 |
| 550-555 | -26,42 | 379-382 | -22,23 |

Figura 27 - Distribuição do $\delta^{13}\text{C}$ ao longo dos testemunhos.



Observando os gráficos, podemos notar que em ambos os testemunhos os valores do $\delta^{13}\text{C}$ mantiveram-se relativamente constantes, sem grandes oscilações, com valores próximos a -26‰ . Esta razão diz respeito a uma fonte de matéria orgânica de origem predominantemente continental. No testemunho 03, os valores mais baixos, inferiores a -27‰ , ocorreram próximos à superfície, nos 30 cm iniciais, claramente associados à presença atual de vegetação terrestre, ocorrente no local de coleta do mesmo. Daí em diante os valores variaram entre $-25,65$ a $-26,78\text{‰}$, sem grandes oscilações.

No testemunho 04, os valores também se mantiveram constantes, variando entre $-25,63$ e $-26,24\text{‰}$. Somente no final do testemunho, no último intervalo amostrado, a profundidade de 379 – 382 cm, o valor do $\delta^{13}\text{C}$ subiu para $-22,23\text{‰}$, indicando uma fonte predominantemente marinha de matéria orgânica, conforme os autores estudados.

Segundo Meyers (1994), as plantas terrestres apresentam valores de abundância isotópica médios do $\delta^{13}\text{C}$ próximos a -27‰ . As algas de água doce apresentam valores muito semelhantes, sendo muito difícil a sua diferenciação. Já nas algas marinhas, os valores encontrados ficam em torno de $\delta^{13}\text{C}$ entre -22 e -20‰ . Para Waseda *et al.* (1995) valores

entre -24 e -32‰ estão relacionados às plantas modernas terrestres e valores entre -18 e -22‰ ao plâncton marinho.

De acordo com Xiao & Liu (2010) valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ entre -28 e -25‰, dizem respeito à matéria orgânica de origem terrestre, enquanto valores entre -23 e -18‰, representam fontes marinhas. Fritzen (2007), estudando o setor norte do Sistema Estuarino-Lagunar do Rio Itapocu, classificou os valores de $\delta^{13}\text{C}$ abaixo de -26,5‰ como indicadores de matéria orgânica de origem continental e acima de -24,9‰ como predominantemente marinhos.

4.7 ANÁLISE MORFOMÉTRICA E MINERALÓGICA

Através da análise dos parâmetros morfométricos (arredondamento de Cox; circularidade de Pentland e Esfericidade de Landini) realizada com amostras representativas de três ambientes de deposição encontrados na área de estudo: paludial, eólico e praiial, observou-se que, embora os valores destes descritores tenham ficado muito próximos, com sobreposição de intervalos entre as populações de grãos representativas destes três ambientes, os resultados médios e seus respectivos intervalos de confiança permitiram caracterizar gradientes estatisticamente diferenciados entre os mesmos, conforme a figura 28.

Em relação ao arredondamento, os valores médios foram de $0,618 \pm 0,017$ (i.c.) para o ambiente praiial; $0,627 \pm 0,021$ (i.c.) para o ambiente eólico e $0,699 \pm 0,010$ (i.c.) para o ambiente paludial. A circularidade média foi de $0,660 \pm 0,016$ (i.c.) no ambiente praiial; $0,685 \pm 0,020$ no ambiente eólico e $0,683 \pm 0,017$ (i.c.) no ambiente paludial. Por fim a esfericidade, com valores $0,582 \pm 0,017$ (i.c.) para o ambiente praiial; $0,598 \pm 0,022$ (i.c.) para o ambiente eólico e $0,594 \pm 0,019$ (i.c.) para o ambiente paludial.

Nota-se que o ambiente praiial apresentou valores de arredondamento, circularidade e esfericidade inferiores àqueles observados nos ambientes eólico e paludial. Já estes dois ambientes apresentaram valores bem próximos entre si, nos parâmetros circularidade e esfericidade. Em relação ao parâmetro arredondamento, o ambiente paludial apresentou valores significativamente maiores que os ambientes eólico e praiial.

Buscou-se então a identificação dos padrões morfométricos ao longo do T03 e do T04. No T03 (Figura 29) os valores médios de arredondamento dos intervalos analisados variaram de 0,658 a 0,728. A circularidade variou de 0,661 a 0,689; e a esfericidade de 0,575 a 0,611.

Já no T04 (Figura 30) os valores médios observados foram: arredondamento, de 0,654 a 0,756; circularidade, de 0,646 a 0,694; e esfericidade, de 0,559 a 0,597.

Analisando os resultados visualizados nas figuras 29 e 30, percebe-se o predomínio dos padrões morfológicos referentes aos ambientes paludial e eólico nas amostras ao longo do T03 e do T04. Os valores médios relativamente elevados dos parâmetros analisados: arredondamento, circularidade e esfericidade são evidência da maturidade sedimentar dos grãos de quartzo encontrados nos depósitos relativos aos dois testemunhos estudados.

Em relação à análise mineralógica realizada na lupa binocular, ao longo do T03 (Figura 31) foi constatado o predomínio dos grãos de quartzo, com presença de grãos de feldspato mais significativa em algumas amostras, como no intervalo de 400 – 405 cm. Já no T04 (Figura 32), apesar do predomínio dos grãos de quartzo e da presença de grãos de feldspato, foi constatada a existência de mineiras pesados de coloração escura em alguns intervalos, como nas profundidades de 94-99 cm; 139 – 144 cm; 275 -280 cm e 338 – 343 cm.

Além disso, observou-se a ocorrência de grãos de quartzo impregnados por óxidos de ferro, com coloração alaranjada como na profundidade de 369 – 374 cm.

Figura 28 - Intervalos de variação dos índices morfométricos em ambientes deposicionais atuais (valor médio e intervalo de confiança para alfa 0,05).

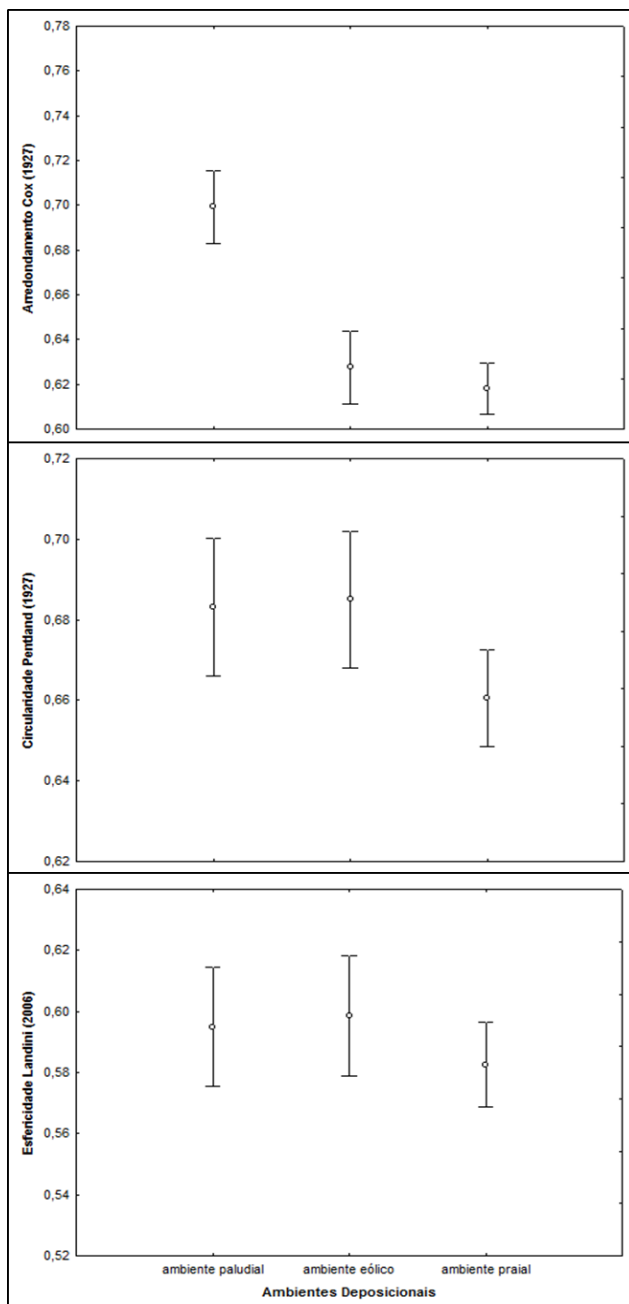


Figura 29 - Valores dos índices morfométricos ao longo do testemunho 03. A faixa delimitada pelas linhas vermelhas indica os valores obtidos para depósitos atuais.

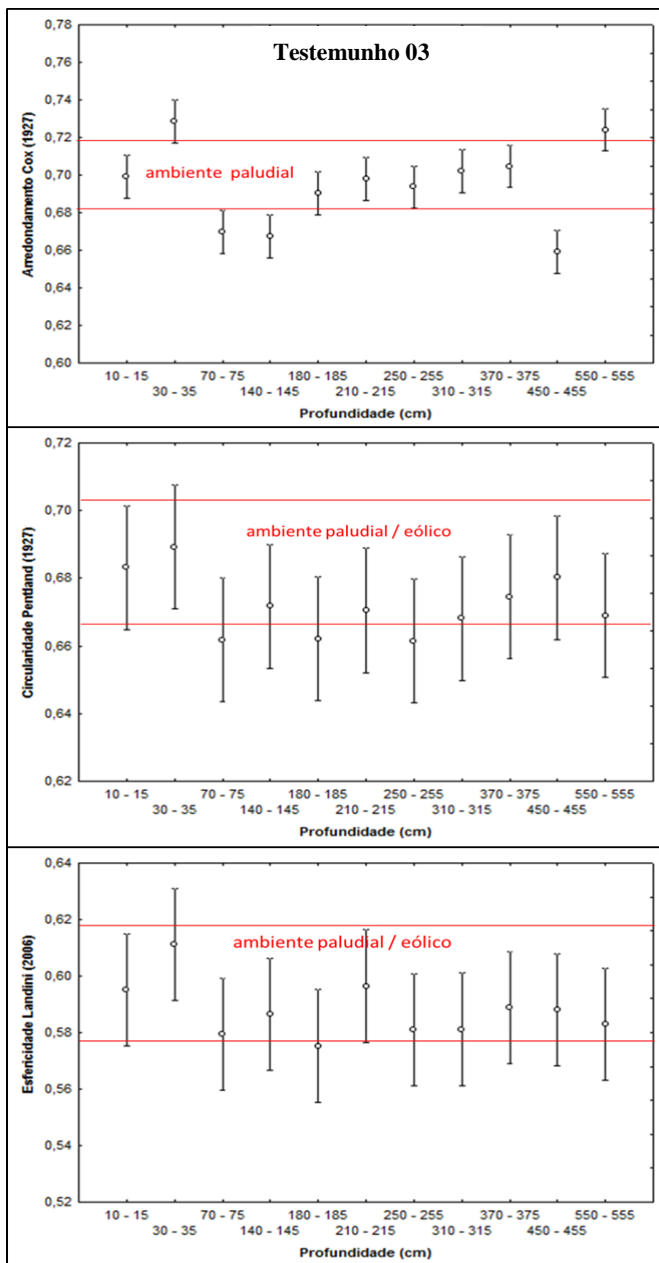


Figura 30 - Valores dos índices morfométricos ao longo do testemunho 04. A faixa delimitada pelas linhas vermelhas indica os valores obtidos para depósitos atuais.

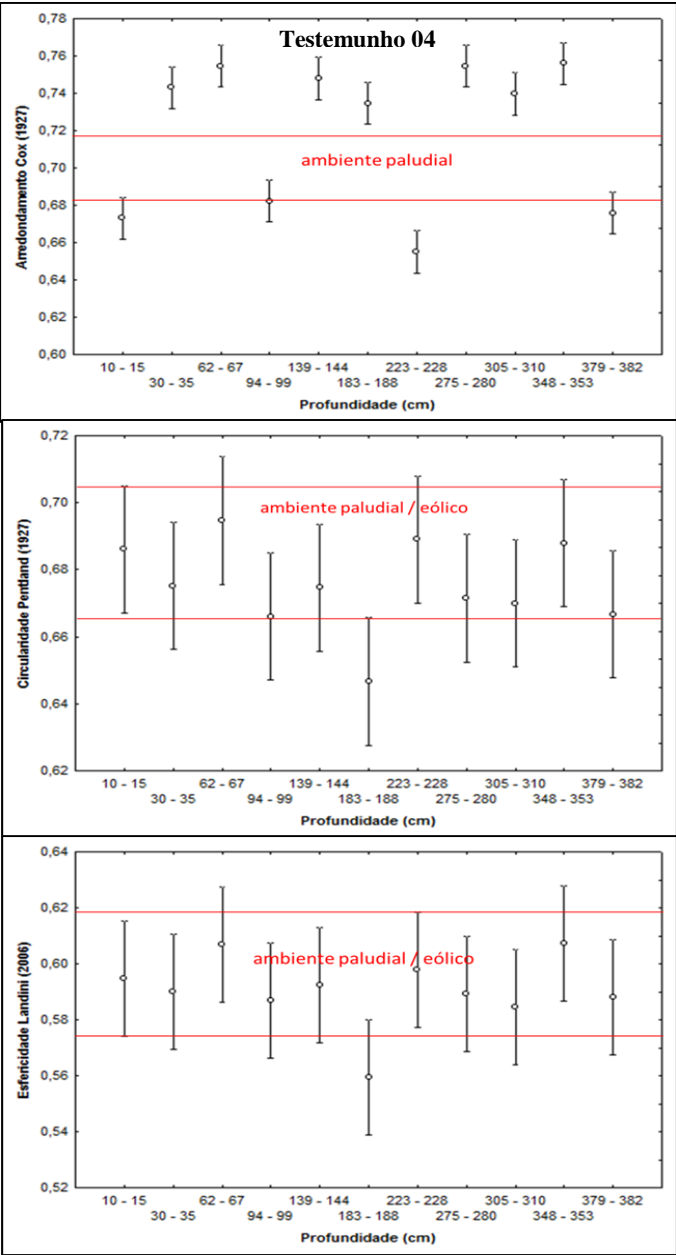


Figura 31 - Análise mineralógica visual em amostras do T03. Nota-se o predomínio absoluto dos grãos de quartzo, com presença secundária de feldspatos (exemplos destacados em azul) como nas profundidades de 400 – 405 cm e 550 – 555 cm.

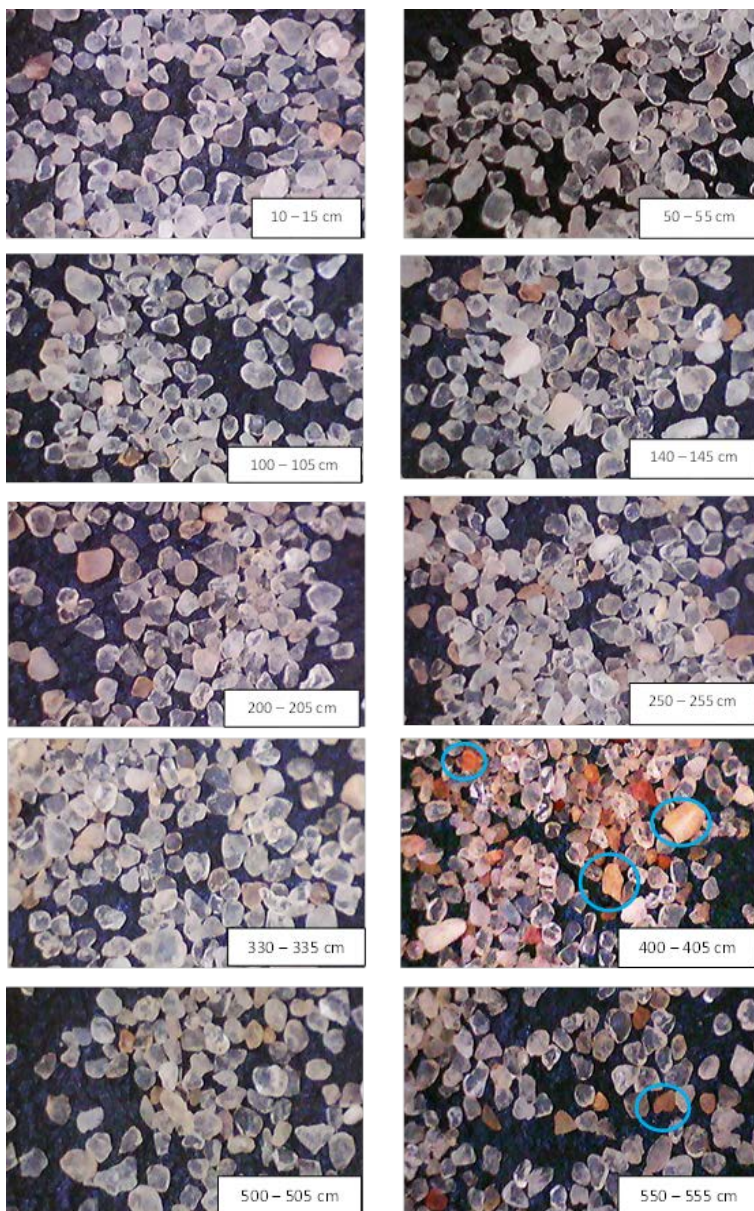
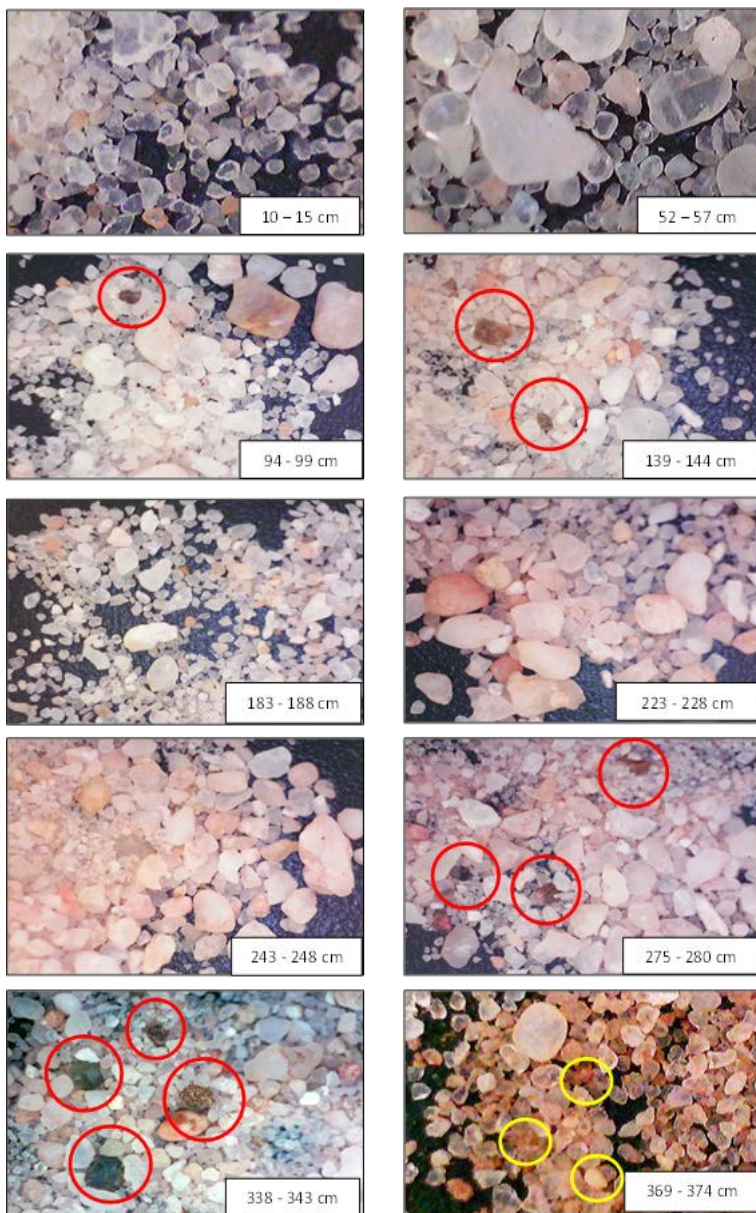


Figura 32 - Análise mineralógica visual em amostras do T04. Nota-se o predomínio dos grãos de quartzo, e alguns minerais pesados de coloração escura (exemplos destacados em vermelho) nas profundidades de 94 – 99 cm; 139 – 144 cm; 275 – 280 cm; 338 – 343 cm. Observa-se também a impregnação de óxidos de ferro nos grãos de quartzo (exemplos destacados em amarelo) como no intervalo 369 – 374 cm.



4.8 DATAÇÃO C¹⁴

A datação por C¹⁴ da amostra referente ao intervalo 143 a 145 cm do T03 indicou idade calibrada entre 1821 e 2494 (A.P.) (média e dois desvios padrão). Sendo assim, conclui-se que a matéria orgânica datada foi depositada na barreira arenosa durante o Holoceno tardio.

4.9 ANÁLISE INTEGRADA DOS DADOS

A análise integrada dos resultados apresentados nos permite inferir que todo o pacote sedimentar, até a profundidade de 580 centímetros, perfurado pelo T03, faz parte do mesmo ambiente de deposição. Todas as evidências reunidas apontam para um ambiente eólico, tendo o vento como principal agente de transporte.

A datação realizada na amostra obtida no intervalo entre 143 – 145 cm de profundidade apontando idade de 2170 (A.P.) + 140 – 130, indica que, provavelmente, toda a camada de sedimento observado ao longo do T03 tenha sido depositada durante o Holoceno, fazendo parte da barreira holocênica, ou cordão externo holocênico, como denominado por Caruso Jr. (1993). Esses depósitos formaram-se durante o período regressivo do nível do mar ocorrido após o Máximo Transgressivo Holocênico de 5.100 anos (A.P.). O rebaixamento progressivo do nível do mar a partir de então teria dado origem a depósitos praias holocênicos posteriormente recobertos por depósitos eólicos.

De acordo com Sawakuchi (2003), alguns autores associam o desenvolvimento de sistemas eólicos costeiros quaternários à descida do nível relativo do mar e ao retrabalhamento dos sedimentos oriundos da plataforma, expostos durante a regressão. No entanto, como destaca o autor, nestas condições a manutenção dos sistemas eólicos por longo tempo é improvável, já que a exposição dos sedimentos acima do nível da maré alta favorece sua estabilização pela estabelecimento da vegetação, pela cimentação ou pedogênese. Já outros autores, como Giannini & Santos (1994) associam a formação de sistemas eólicos costeiros às fases de ascensão do nível relativo do mar. Neste caso, a elevação do nível do mar levaria a erosão costeira para restabelecer o perfil de equilíbrio da superfície de deposição. Com um regime de ventos e granulometria adequados, os sedimentos em desequilíbrio seriam transportados continente adentro podendo formar campos de dunas. A fonte de sedimentos eólicos em questão seria a zona de

intermarés. Com o término da fase de ascensão do nível marinho um novo equilíbrio seria atingido.

Em Santa Catarina, Zular *et al.* (2013) estudando a evolução holocênica da barreira de São Francisco do Sul, concluíram que a progradação da mesma teve início há cerca de 4900 anos A.P. na forma de cordões litorâneos resultantes do recuo do nível do mar após o Máximo Transgressivo do Holoceno. Segundo os autores, a progradação da barreira, na forma de cordões praias sem contribuição eólica significativa, estendeu-se até cerca de 3.100 anos A.P. Há cerca de 1900 anos A.P. teria iniciado uma fase com deposição eólica mais intensa, impulsionada por mudanças climáticas que intensificaram a força dos ventos e o avanço das frentes frias e tempestades. A barreira teria então progradado na forma de dunas parabólicas, que teriam sido estabilizadas há cerca de 1200 anos A.P.

Outros trabalhos realizados em barreiras costeiras no litoral sudeste e sul do Brasil também constataram um grande incremento nos processos deposicionais eólicos e a progradação das barreiras arenosas no Holoceno tardio, favorecidos pelas mudanças climáticas ocorridas neste período.

Além do período compreendido entre 1900 – 1200 anos A.P., estas mudanças teriam ocorrido durante a chamada Pequena Idade do Gelo, quando também houve um aumento na intensidade dos ventos e das frentes frias provenientes do sul, e consequentemente no clima de ondas. Além da velocidade dos ventos, provavelmente teria ocorrido um acréscimo considerável na quantidade de sedimento transportado pela deriva litorânea. As condições climáticas vigentes favoreceram a formação de dunas parabólicas, *blowouts* e campos de dunas transgressivas.

A formação inicial da barreira holocênica do Moçambique ocorreu a partir da fase de regressão do nível do mar logo após o Máximo Transgressivo Holocênico, possivelmente na forma de cordões praias ou por uma série de pequenas ilhas-barreiras, como proposto por Caruso Jr. & Frasson (2000). Os depósitos praias foram então recobertos por camadas eólicas. Posteriormente estes depósitos foram estabilizados pelo desenvolvimento da vegetação de restinga. Ainda segundo a proposta destes autores, teria se formado entre o cordão interno pleistocênico e o cordão externo holocênico depósitos lagunares. No entanto, os mesmos não foram identificados até as profundidades atingidas pelos testemunhos T3 e T4. Como explicado anteriormente, os sedimentos de coloração escura observados na superfície do T4

(adjacente à duna frontal) e em lâminas dispostas em intervalos irregulares ao longo dos testemunhos 03, 04 e das tradagens realizadas, não apresentaram características de depósitos lagunares ou turfáceos. Referem-se, provavelmente, a camadas arenosas hidromórficas formadas em ambientes eólicos estabilizados, topograficamente rebaixados e alagadiços, cobertos por vegetação de gramíneas, como pequenas lagoas e banhados interdunas; ou ainda camadas de vegetação de restinga decompostas, que foram previamente soterradas pela ação do vento.

Embora os testemunhos 03 e 04 apresentem muito mais semelhanças que diferenças em suas características deposicionais, refletindo assim um mesmo ambiente de sedimentação, alguns descritores apresentaram comportamento ligeiramente diferenciado, permitindo algumas considerações mais específicas. A ocorrência de maior variabilidade granulométrica, intervalos com grãos mais pobremente selecionados, assimetria negativa de algumas amostras e ocorrência de minerais pesados ao longo testemunho 04, sugerem uma maior contribuição dos processos sedimentares associados ao ambiente praial.

As características encontradas ao longo do T04, evidenciam, provavelmente, a existência de mais de um agente deposicional atuante na formação dos depósitos estudados. Se por um lado temos evidências de deposição eólica: como ausência de organismos biomineralizadores; ausência de material carbonático; ou bioturbações; presença de intervalos bem selecionados; valores do $\delta^{13}\text{C}$ indicativos de plantas terrestres como fonte de matéria orgânica; sedimentos hidromórficos de coloração escura formados provavelmente em ambientes paludiais como depressões interdunas. Por outro, existem evidências de contribuição marinha como: intervalos formados por areias grossas e mal selecionadas; presença significativa de amostras com assimetria negativa; presença de minerais pesados, amostra de $\delta^{13}\text{C}$ com valor indicativo de fonte marinha.

No entanto, nenhum tipo de gradação e/ou diferenciação bem definida foi constatada ao longo do testemunho, excetuando-se a mudança brusca na coloração observada a partir da profundidade aproximada de 360 cm. Os intervalos com diferentes características sedimentológicas estão aleatoriamente distribuídos e interdigitados.

A presença de camadas hidromórficas aflorantes na Praia do Moçambique indica que, em algum momento durante o Holoceno tardio, a linha de costa esteve provavelmente recuada em direção ao mar, seja

por uma condição morfodinâmica praial vigente na época em questão, seja por um possível nível marinho mais baixo, já que estas camadas só poderiam ter sido formadas em ambiente continental. Como destacam Hesp *et al.* (2009), o afloramento de “turfas” na praia indica que durante o holoceno tardio, pelo menos neste ponto, a barreira teria retrocedido. É provável que o ambiente de formação destas camadas hidromórficas estivesse associado à áreas topograficamente rebaixadas, localizadas em meio aos depósitos eólicos estabilizados, e frequentemente alagadas e/ou recobertas por vegetação de restinga. Como estes locais encontravam-se próximos à linha de costa, é possível que, durante eventos extremos, o mar avançasse continente adentro erodindo as feições eólicas, e depositando material de maior granulometria, os chamados depósitos de sobrelavagem (*washover*), o que explicaria os intervalos formados por areias grossas e mal selecionadas encontrados ao longo do testemunho.

Outra hipótese para as variações granulométricas observadas ao longo do T04 seriam pequenas oscilações na linha de costa ao longo do tempo, ocasionando alternância entre as camadas depositadas em diferentes ambientes (interdigitação de depósitos). Em um dado momento, os ambientes rebaixados e alagadiços foram recobertos e soterrados por depósitos eólicos mais recentes. Isto pode ter ocorrido durante as mudanças climáticas do Holoceno tardio já referidas, quando teria havido um considerável aumento na força e constância das frentes frias e ventos provenientes do quadrante sul, gerando novos campos de dunas em barreiras costeiras no sul e sudeste do Brasil.

Existe ainda a possibilidade dos intervalos compostos por areias grossas e mal selecionadas, e mesmo com presença de minerais pesados ao longo do T04, serem resultado de feições eólicas deflacionais (erosivas) como *blowouts*, por exemplo. Zular *et al.* (2013) estudando a barreira holocênica de São Francisco do Sul (SC) constatarem a presença significativa de areias mais grossas nas feições eólicas (dunas frontais, *blowouts* e paleodunas). Além disso também observaram a ocorrência de minerais pesados como zircão e rutilo em depósitos eólicos pretéritos. O incremento no diâmetro de grão e a presença dos minerais pesados nos depósitos eólicos também estariam diretamente relacionados às mudanças climáticas do Holoceno tardio. Segundo os autores, durante a transgressão marinha do Holoceno Médio, possivelmente no processo de formação da barreira haveria uma maior contribuição de sedimentos provenientes da plataforma interna e carregados para a costa pelas correntes (retrabalhados), do que de

sedimentos mais recentes provenientes do sul e transportados por deriva litorânea. Provavelmente este processo estava relacionado à baixa intensidade dos ventos e correntes oriundos do sul na época em questão. A partir de 1900 anos A.P., a intensificação dos ventos, correntes e tempestades, teria causado um expressivo aumento no aporte sedimentar por deriva litorânea e, posteriormente, o transporte eólico continente adentro. Estes sedimentos teriam uma origem mais recente, não-retrabalhados e imaturos, tendo como fonte a erosão dos espigões rochosos cristalinos.

Num contexto temporal mais recente, escala centenal a decenal, a evolução dos depósitos eólicos na área de estudo pode ser reflexo tanto de mudanças climáticas, como também devido a alteração antrópica na formação vegetal da planície costeira. No primeiro caso, Mendes *et al.* (2011), calculando a taxa de migração de dunas recentes através de imagens aéreas, sugerem que a formação dos campos de dunas livres da Ilha de Santa Catarina (Joaquina; Moçambique) e da Praia da Pinheira teria iniciado provavelmente entre os anos de 1702 e 1819, associada aos eventos climáticos da Pequena Idade do Gelo. Esta hipótese é também colocada pelos trabalhos de Sawakuchi *et al.* (2008) e Guedes *et al.* (2011) realizados na Ilha Comprida (SP).

Ainda em relação a evolução recente, o estudo realizado por Miot da Silva (2006) na barreira holocênica do Moçambique, descrito detalhadamente na caracterização da área, ressalta a importância e expressividade das feições eólicas entre 1930 e 1970, período anterior ao estabelecimento da vegetação de *Pinus* que permitiu a fixação das dunas. Nesta época, segundo a autora, com exceção do extremo sul, todo o restante da barreira apresentava um campo de dunas transgressivas ativo, com barcanas, transversais e algumas dunas parabólicas migrando ao longo e transversalmente à costa. Tal fato evidencia a importância do vento como agente sedimentar e à favorabilidade deste setor da costa da Ilha de Santa Catarina aos processos deposicionais eólicos, sobretudo pela situação geográfica dos maciços rochosos ao sul e ao norte da barreira, e sua consequente exposição aos ventos mais intensos provenientes do quadrante sul, bem como pelo grande aporte sedimentar disponível para o retrabalhamento eólico.

5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

O estudo descritivo de quatro testemunhos e a análise integrada de dados sedimentológicos e geoquímicos dos testemunhos 03 e 04, nos permitiu a caracterização paleoambiental das sequências deposicionais observadas ao longo dos mesmos. A partir da datação realizada no T03 (entre 1821 – 2494 AP a cerca de 144 cm de profundidade) concluímos que todo o pacote sedimentar analisado (cerca de 6 m) provavelmente foi depositado durante o Holoceno tardio, a partir do Máximo Transgressivo Holocênico de 5.100 anos (A.P.).

Em relação ao testemunho 03, todas as evidências reunidas sugerem que toda a camada de sedimento depositada até a profundidade penetrada faz parte do ambiente deposicional eólico, tendo o vento como principal agente de transporte. A fase regressiva do nível do mar subsequente ao Máximo Transgressivo do Holoceno, teria dado origem a depósitos praias, posteriormente recobertos pelos depósitos eólicos, incrementados por mudanças climáticas ocorridas durante o Holoceno tardio, cujas evidências podem ser observadas em outras barreiras costeiras do sudeste e sul do Brasil.

Já o testemunho 04 mostrou-se mais heterogêneo, além das evidências de intervalos depositados em ambiente eólico, apresentou ocorrência pontual de intervalos compostos por areias mais grossas e mal selecionadas, e presença de minerais pesados, provavelmente associados a ambientes praias. Tais intervalos podem estar relacionados à oscilações pretéritas na linha de costa, ou serem resultado de processos de deposição associados a eventos extremos (depósitos de *washover*). Podem ainda tratar-se de feições eólicas erosivas deflacionais, como *blowouts*. A relativa heterogeneidade das feições observadas ao longo do T04 diz respeito a atuação de diferentes agentes deposicionais, com interdigitação das camadas sedimentares.

Apesar da ocorrência de intervalos arenosos de coloração escura (hidromórficos), ao longo dos dois testemunhos, não foram encontradas evidências de depósitos paleolagunares na área em questão (até a profundidade atingida), tais como sedimentos lamosos e/ou ricos em matéria orgânica. As camadas hidromórficas observadas ao longo dos testemunhos e das tradagens provavelmente dizem respeito a ambientes paludiais, como depressões interdunas, ocasionalmente alagados e recobertos por vegetação de gramíneas. O afloramento destas camadas na Praia do Moçambique, próximo à atual linha de costa, sugere que em

algum momento durante o Holoceno tardio, a barreira possa ter retrogradado em direção ao continente.

A homogeneidade predominante ao longo dos pacotes sedimentares, com ausência de qualquer tipo de gradação e/ou diferenciação sedimentológica bem definida e a ausência de dados complementares tornaram bastante complexas as interpretações dos resultados, sobretudo acerca dos processos associados à evolução da barreira. Além disso, apenas uma datação impossibilitou uma correlação mais precisa entre os testemunhos, bem como a realização de estudos relativos a taxas de deposição. Neste sentido, o complemento ou a continuidade desta pesquisa poderão ser realizados de maneira mais efetiva utilizando-se outras técnicas de aquisição de dados espaciais, como o Radar de Penetração no Solo (GPR), aliadas a novas datações.

REFERÊNCIAS

ABREU DE CASTILHOS, J. **Estudo evolutivo, sedimentológico e morfodinamico da planície costeira e praia da Armação - Ilha de Santa Catarina, SC.** Dissertação de mestrado. Programa de Pós-graduação em Geografia. Centro de Filosofia e Ciências Humanas. Universidade Federal de Santa Catarina. Florianópolis, 1995.

ABREU DE CASTILHOS, J. Evolução paleogeográfica da planície costeira da Praia da Armação – Ilha de Santa Catarina, SC. In: SIERRA DE LEDO, B.; KLINGEBIEL, A.; SORIANO-SIERRA, E. (ed.). **Atlas Colóquio Franco-Brasileiro – Manejo Costeiro da Ilha de Santa Catarina.** Florianópolis: UFSC, Florianópolis, 1997. p.219-226.

AMIN JÚNIOR, A. H. ; DILLENBURG, S. R. Variações das propriedades granulométricas da barreira costeira da Pinheira (SC) durante a sua progradação no Holoceno Superior. **Quaternary and Environmental Geosciences**, v. 2, p. 25-39, 2010.

ANDRADE, R.C. **Estudo da circulação hidrodinâmica da Lagoa da Conceição, SC.** Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-graduação em Engenharia Oceânica. Universidade Federal do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro, 2001.

ANDREJKO, M. J.; FIENE, F.; COHEN A. D. Comparison of ashing techniques for determination of the inorganic content of peats. In: Jarrett, P. M. (ed.) **Testing of peats and organic soils.** ASTM, Philadelphia, 1983. p. 5-20.

ÂNGULO, R.J.; LESSA, G.C. The Brazilian sea level curves: a critical review with emphasis on the curves from Paranaguá and Cananéia regions. **Marine Geology**, v.140, p.141 -166, 1997.

ANGULO, R. J. ; LESSA, G. C.; SOUZA, M. C.. A critical review of the mid- to late Holocene sea-level fluctuations on the eastern brazilian coastline. **Quaternary Science Reviews**, Londres, v. 25, n.5-6, p. 486-506, 2006.

ASP, N. E. ; KLEIN, A. H. F. ; SIEGLE, E. ; BUYNEVICH, I. V. ; FITZGERALD, D. ; CLEARY, W. ; ANGULO, R. J. ; DILLENBURG, S. R. ; VINTÉM, G. ; MENEZES, J. T. . A planície costeira de Tijucas, SC, Brasil: estudo da evolução holocênica e a experiência de colaboração multi-institucional. In: 57º Reunião Anual da SBPC, 2005, Fortaleza. **Anais da 57º Reunião Anual da SBPC**, 2005.

BARRIE, A.; PROSSER, S.J. Automated analysis of light-element stable isotopes by isotope ratio mass spectrometry. In: BOUTTON, T.W. & YAMASAKI, S. (ed.) **Mass spectrometry of soils**, 1996. p. 01 – 46.

BIRD, E. C. **Coastal geomorphology: an introduction**. John Wiley & Sons, Chichester, 2000. 322p.

BITTENCOURT, A. C. S. P.; MARTIN, L.; VILAS-BOAS, G.S.; FLEXOR, J. M. The marine formations of the coast of the State of Bahia, Brazil. In: SUGUIO, K.; FAIRCHILD, T. R.; FLEXOR, J. M. (ed.) International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary, São Paulo, 1979. **Proceedings**...São Paulo, Instituto de Geociências, p. 232–253. 1979.

BLOTT, S.J., & PYE, K. Particle shape: a review and new methods of characterization and classification. **Sedimentology**, v.55, p.31 – 63, 2008.

BOLTOVSKOY, E. **Los foraminíferos recientes**. Buenos Aires: Ed. Universidade de Buenos Aires, 1965. 510p.

BOLTOVSKOY, E.; GIUSSANI, G.; WATANABE, S.; WRIGHT, R. **Atlas of benthic shelf foraminifera of southwest Atlantic**. Netherlands: Dr. W. Junk, 1980. 147p.

BONETTI, C. **Associação de foraminíferos e tecamebas indicadoras de sub-ambientes recentes na zona estuarina do Rio Itapitanguí - Cananéia, SP**. Dissertação de Mestrado. Instituto Oceanográfico. Universidade de São Paulo, 1995.

BONETTI, C.; BONETTI FILHO, J.; PORTO FILHO, E.; PANITZ, C. Variabilidade oceanográfica intra-anual de um corpo lagunar com base

na distribuição de foraminíferos. **Anais do II Simpósio Brasileiro de Restingas e Lagoas Costeiras**, 1998.

BONETTI, C.; EICHLER, B.B. & DEBENAY, J.P. Evolução temporal da impactação do sistema estuarino de Santos - São Vicente (SP, Brasil) analisada através das populações de foraminíferos sub-recentes. **Pesquisas em Geociências (UFRGS)**, v.28, p.273-283. 2002.

CAMARGO, M.G. **Sysgran: análises e gráficos sedimentológicos**. Versão 3.0. 2005. Disponível em: <<http://200.17.232.168/sysgran/>>.

CAMARGO, M.G. Sysgran: um sistema código aberto para análises granulométricas do sedimento (notas breves). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 36 (2), p. 371 – 378. 2006.

CARUSO GOMES JR., F. **Mapa Geológico da Ilha de Santa Catarina**. Notas Técnicas, vol. 6, 1993.28p.

CARUSO JR., F. **Texto explicativo do mapa geológico da Ilha de Santa Catarina**. Porto Alegre: UFRGS/PETROBRÁS, 1993.

CARUSO JR, Francisco, MÁRIO, Henrique Frasson de Souza. Ecossistema praia da Barra/Lagoa da Conceição (Ilha de Santa Catarina) e os riscos ambientais em função de empreendimentos turísticos. In: Simpósio Brasileiro sobre Praias Arenosas: Morfodinâmica, Ecologia, Usos, Riscos e Gestão. **Anais...Itajaí: UNIVALI**, 2000. p.410-412.

CENTRO DE ESTUDOS CULTURA E CIDADANIA (SC). **Uma cidade numa ilha**: relatório sobre os problemas sócio-ambientais da Ilha de Santa Catarina. 2. ed. Florianópolis: Insular, 1997. 247p.

COOPER, J.A.G. Lagoons and microtidal coasts. In: CARTER, R.W.G. & WOODROFFE, C.D. (ed.), **Coastal evolution: late quaternary shoreline morphodynamics**. UK: Cambridge University Press, 1994. p 219 – 266.

CORLISS B.H. Morphology and microhabitat preferences of benthic foraminifera from the Northwest Atlantic Ocean. **Marine Micropaleontology**, v.17, n.3-4, p. 195-236, 1991.

CORRÊA, I. C. S. Paleolinhas de costa na plataforma continental entre São Paulo e Santa Catarina. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2., Rio Claro, 1979. **Atas**. Rio Claro, SBG. v. 1, p. 269-278, 1979.

COX, E.A. A method for assigning numerical and percentage values to the degree of roundness of sand grains. **Journal of Paleontology**, vol.1, p. 179–183, 1927.

COX, M.R.; BUDHU. M. A practical approach to grain shape quantification. **Engineering Geology**, v. 96, p. 1–16, 2008.

CRUZ, O. **A ilha de Santa Catarina e o continente próximo: um estudo de geomorfologia costeira**. Florianópolis: Ed. da UFSC, 1998. 280 p.

DAVIS JR., R.A. & HAYES M.O. What is a wave dominated coast? **Marine Geology**, v.60, p.313–329, 1984.

DEBENAY, J.P.; EICHLER, B.B.; GUILLOU, J.J.; EICHLER-COELHO, C. ; PORTO-FILHO, E. Behaviour of foraminifera populations and comparison with the avifauna in a highly stratified lagoon: The Lagoa da Conceição (SC, Brèsil). **Revue de Peleobiologie**, vol. 16, p.55-75, 1997.

DEBENAY, J.P.; EICHLER, B.B.; DULEBA, W.; BONETTI, C.; EICHLER-COELHO, P. Water stratification in coastal lagoons: its influence on foraminiferal assemblages in two Brazilian lagoons. **Marine Micropaleontology**, v.35, p.67-89, 1998.

DEBENAY, J-P.; GUILLOU, J-J.; REDOIS, F. & GESLIN, E. Distribution trends of foraminiferal assemblages in paralic environments – A base for using foraminifera as bioindicadores. In: **Environmental micropaleontology – the application of microfossil to environmental geology**. Ed. R. Martins. Springer. Cap. 2, 2000. p. 39-64.

DIAS, B.B.; BONETTI, C.; PARIZOTTO, B.A.D.M. Foraminíferos como bioindicadores de variações ambientais nas áreas marginais da

Lagoa da Conceição, Florianópolis/SC. **Anais do III Congresso Latino Americano de Ecologia**, 2009.

DIAS, B.B. **Foraminíferos bentônicos das áreas rasas marginais da Lagoa da Conceição, Florianópolis, SC**. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Ecologia. Universidade Federal de Santa Catarina. Florianópolis, 2010.

DIAS, A. J. **A análise aedimentar e o conhecimento dos sistemas marinhos**. e-book (versão preliminar). Universidade do Algarve, Faro, 2004. Disponível em: http://w3.ualg.pt/~jdias/JAD/ebooks/Sedim/SedimA_intr.pdf

DILLENBURG, S. & HESP, P.A. **Geology and geomorphology of holocene coastal barriers of Brazil**. Berlin: Springer, 2009. 390p.

DUANE, D.B.. Significance of skewness in recent sediments, Western Pamlico Sound, North Carolina. **Journal of Sedimentary Petrology**, v.34, p.864-874, 1964.

DULEBA W.; COIMBRA, J.C.S.; PETRI, S.; BARBOSA, C.F. Foraminíferos, tecamebas e ostracodes recentes utilizados como bioindicadores em estudos ambientais brasileiros. In: Souza, C.R.G.; Suguio, K.; Oliveira, A.M.S.; de-Oliveira, P.E. (ed.). **Quartenário do Brasil**. Ribeirão Preto: Holos, 2005. p.176-202.

FISCHER, J.J. Barrier island formation: discussion. **Geological Society of America Bulletin**, v. 79, p.1421–1426, 1968.

FITZGERALD, D. ; CLEARY, W. J. ; BUYNEVICH, I. V. ; HEIN, C. ; KLEIN, A. H. F. ; ASP, N. E. ; ANGULO, J.R. Strandplain evolution along the southern coast of Santa Catarina, Brazil. **Journal of Coastal Research**, v. 50, p. 152-156, 2007.

FLEMMING, B.W. A revised textural classification of gravel free muddy sediments on the basis ternary diagrams. **Continental Shelf Research**, v. 20, p. 1125-1137, 2000.

FOLK, R.L. & WARD, W.C. Brazos river bar: study of the significance of grain size parameters. **Journal of Sedimentary Petrology**, vol. 17, p. 3-27, 1957.

FRANCHI, J.G. **A utilização de turfa como adsorvente de metais pesados. O exemplo da contaminação da bacia do rio Ribeira de Iguaçu por chumbo e metais associados.** Tese de Doutorado. Programa de Pós-graduação em Geoquímica e Geotectônica. Universidade de São Paulo, 2004. 187p.

FRANCHI, J.G.; MOTTA, J.F.; UOSUKAINEN, H.; SÍGOLO, J.B. Peat in Brazil: geology, reserves, production and use. In: International Peat Congress, 12, 2004, Tampere. **Proceedings...**Saarijärvi, IPS, 2004. p. 627-632.

FRIEDMAN, G.M. On sorting, sorting coefficients, and the log normality of the grain-size distribution of sandstones. **Journal of Geology**, v.70, p.737-753, 1961.

FRIEDMAN, G.M. Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sands. **Journal of Sedimentary Petrology**, v.37, p.327-354, 1967.

FRITZEN, L. B. **Composição, origem e grau de enriquecimento do material orgânico sedimentar no setor norte do sistema estuariano-lagunar do Rio Itapocu.** Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Geografia. Centro de Filosofia e Ciências Humanas. Universidade Federal de Santa Catarina. Florianópolis, 2007.

GIANNINI, P.C.F. **Sistemas deposicionais no quaternário costeiro entre Jaguaruna e Imbituba, SC.** Tese de Doutorado. Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo. São Paulo, 1993.

GIANNINI, P.C.F.; SANTOS, E.R. Padrões de variação espacial e temporal na morfologia de dunas de orla costeira no centro-sul catarinense. **Boletim Paranaense de Geociências**, v.42, p. 73-96, 1994.

GRÉ, J.C.R.; ABREU DE CASTILHOS, J.J.; HORN FILHO N.O. Quaternary deposits of the Pântano do Sul Beach, Santa Catarina Island,

Brazil. In: J. ARGOLLO & MOURGUIART (ed.) **Climas cuaternarios en America del Sur**. La Paz: ORSTOM, 1993. p. 121 -131.

GRÉ, J.C.R. & HORN FILHO, N.O. Caracterização textural dos sedimentos de fundo da Lagoa da Conceição, Ilha de Santa Catarina, SC, Brasil. In: Sierra de Ledo, B. & Soriano-Sierra, E.J. (ed.). **O ecossistema da Lagoa da Conceição**. Florianópolis: NEMAR/CCB/UFSC, 1999. p. 25-34.

GROSS, M. G. Carbon determination. In: CARVER, R.E. (ed.). **Procedures in sedimentary petrology**. New York: Wiley Interscience, 1971. p. 49-94.

GUEDES, C.C.F.; GIANNINI, P.C.F; NASCIMENTO JR., D.R.; SAWAKUCHI, A.O.; TANAKA, A.P.B.; ROSSI, M.G.. Controls of heavy minerals and grain size in a Holocene regressive barrier (Ilha Comprida, southeastern Brazil). **Journal of South American Earth Sciences**, vol. 31, p. 110 -123, 2011.

HAYES, M.O. Morphology of sand accumulations in estuaries. In: CRONIN, L.E. (ed.). **Estuarine Research**, v.2; Geology and engineering: New York Academic Press, 1975. p. 3-22.

HAYES, M.O.. Barrier island morphology as a function of tidal and wave regime. In: Leatherman, S.P. (ed.). **Barrier islands**. New York: Academic Press, 1979. p.1–27.

HEIN, C. J. ; FITZGERALD, D. M. ; CLEARY, W. J. ; ALBERNAZ, M. B. ; MENEZES, J. T. ; Klein, A.H.F. . Evidence for a transgressive barrier within a regressive strandplain system: Implications for complex coastal response to environmental change. **Sedimentology**, v. 59, p. 1-34, 2012.

HESP, P.A.; GIANNINI, P.F.C.; MARTINHO, C.T.; SILVA, G.M; ASP, N.E.. The holocene barrier systems of the Santa Catarina coast, southern Brazil. In: DILLENBURG, S.R.; HESP, P.A. (ed.). **Geology and geomorphology of holocene coastal barriers of Brazil**. Berlin: Springer, 2009. p. 53–91.

HORN FILHO, N.O. **O quaternário costeiro da ilha de São Francisco do Sul e arredores, nordeste do Estado de Santa Catarina – aspectos geológico, evolutivos e ambientais.** Tese de Doutorado. Curso de Pós-graduação em Geociências. UFRGS. 1997. 285p.

HORN FILHO, N.O.; CASTILHOS, J. A.; GRÉ, J.C.R; DIEHL, F.L.. The coastal pleistocene of Santa Catarina State, Southern Brazil. **Pesquisas em Geociências**, v.10, p. 45-54, 1997.

HORN FILHO, N. O. Granulometria das praias arenosas da Ilha de Santa Catarina, SC. **Gravel**, v.4, p. 1-21, 2006.

HORN FILHO, N.; DIEHL, F.L.. Santa Catarina coastal province, Brazil: geology, geomorphology and paleogeography (8th ICS 04 Proceedings). **Journal of Coastal Research**, v. SI39, p. 311-315, 2007.

ISLA, F.I.; Coastal Lagoons. In: PERILLO, G.M.E. (ed.) **Geomorphology and sedimentology of estuaries.** Elsevier Science, p. 241 – 267, 1995.

KIEHL, E. J. **Fertilizantes orgânicos.** Piracicaba: Editora Agronômica Ceres, 1985. 492 p.

KJERFVE, B. **Coastal lagoon processes.** Amsterdam: Elsevier Oceanography Series n. 60, 1994. 577 p.

KLEIN, A. H. F.; MIOT DA SILVA, G.; FERREIRA, Ó. ; DIAS, J.M.A. Beach sediment distribution for a headland bay coast. **Journal of Coastal Research**, v. 42, p. 285-293, 2005.

KRUMBEIN, W.C. Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 11, p.64–72, 1941.

LAMIN, A.P.B.; JORDÃO, C.P.; PEREIRA, J.L.; BELLATO, C.R. Caracterização química e física de turfa litorânea e avaliação da adsorção competitiva por cobre e zinco. **Química Nova**, v. 24, n°1, 2001.

LANÇONE, R. B.; DULEBA, W. ; MAHIQUES, M. M.. Dinâmica de fundo da enseada do Flamengo, Ubatuba, Brasil, inferida a partir da distribuição espacial, morfometria e tafonomia de foraminíferos. **Revista Brasileira de Paleontologia**, v. 8, n. 3, p. 181-192, 2005.

LANDINI, G. **Particle8_Plus plugin in ImageJ**. 2006. Disponível em < <http://www.dentistry.bham.ac.uk/landinig/software/software.html> >. Acesso em 30/11/2012.

LEAL, P. C. **Sistema praial Moçambique - Barra da Lagoa, Ilha de Santa Catarina, SC, Brasil: aspectos morfológicos, morfodinâmicos, sedimentológicos e ambientais**. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-graduação em Geografia. Centro de Filosofia e Ciências Humanas. Universidade Federal de Santa Catarina. Florianópolis, 1999.

LIMA, R.C.C.; ROCHA, A.J.D.; COSTA, I.V.G; SILVA, J.F. **Projeto turfa na faixa costeira Bahia-Sergipe**. Salvador, CPRM, 1982.

LOEBLICH, A. R. & TAPPAN, H. **Foraminiferal genera and their classification**. New York: Van Nostrand Reinhold Company, 1988. 970p.

KRUMBEIN, W.C. Size frequency distribution of sediments. **Journal of Sedimentary Petrology**, v.4, p. 65 – 67, 1934.

MAGURRAN, A. E. **Ecological diversity and its measurement**. London: Chapman and Hall, 1991.178p.

MARCONI, A.; ABRAHÃO, I.O. Granulometria de praias do município de Ubatuba, SP. In: **Anais da Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz**, vol.32. Piracicaba, 1975.

MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; VILAS BOAS, G.S.; FLEXOR, J.M.. **Mapa geológico do quaternário costeiro do Estado da Bahia – 1:250.000 – Texto explicativo**. Salvador: Secretaria das Minas e Energia/ Coordenação da Produção Mineral, 1980. 60p.

MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J.M.. As flutuações de nível do mar durante o quaternário superior e a evolução geológica de "deltas" brasileiros. **Boletim do Instituto de Geociências-USP**, Publicação Especial, v.15, p. 1-186, 1993.

MARTINS, L.R. Significance of skewness and kurtosis in environmental interpretation. **Journal of Sedimentary Petrology**, v.35, p.768-770, 1965.

MARTINS, L.R.. Aspectos deposicionais e texturais dos sedimentos praias e eólicos da planície costeira do Rio Grande do Sul. **Publicação Especial da Escola de Geologia**, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, v.13, p.1-102, 1967.

MARTINS, L.R.; JOST, H.; VILLWOCK, J.A.; MARTINS, I.R. Misturas populacionais e efetividades de energia ambiental. **Pesquisas em Geociências**, v. 1, p.13-24, 1972.

MASON, C.L.; FOLK, R.L. 1958. Differentiation of beach, dune and aeolian flat environments by size analysis, Mustang Island, Texas. **Sedimentary Geology**, v.56, p. 167–192, 1958.

MENDES, V.R.; GIANNINI, P.C.F.; ANDRADE, H.A. A. Evolução morfológica dos campos de dunas livres da costa central catarinense nos últimos 70 anos: possível influência das variações climáticas. In: 13º Congresso da Abequa, Armação de Búzios, RJ. **Anais**, 2011.

MEYERS, P. Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentar organic matter. **Chemical Geology**, v. 114, p.289 – 302, 1994.

MEYERS, P. Organic geochemical proxies of palaeoceanographic, paleolimnologic and paleoclimate processes. **Organic Geochemistry**, v. 27, p.213-250, 1997.

MIOT DA SILVA, G. **Efeitos do estado de equilíbrio em planta na sedimentologia de praias desenvolvidas entre promontórios**. Dissertação de mestrado em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre/RS, 2002.134p.

MIOT DA SILVA, G. **Orientação da linha de costa e dinâmica dos sistemas praia-duna: Praia do Moçambique, Florianópolis, SC**. Tese de Doutorado. Curso de Pós-graduação em Geociências. UFRGS. 2006. 290p.

MUEHE, D. ; CARUSO GOMES JR., F. Batimetria e algumas considerações sobre a evolução geológica da Lagoa da Conceição, Ilha de Santa Catarina. **Geosul**, vol.4, n.7, p.32-44, 1989.

MURRAY, J.W. **Ecology and palaeoecology of benthic foraminifera**. London: Logman Scientific & Technical, 1991. 397p.

MURRAY, J.W. **Ecology and applications of benthic foraminifera**. Cambrigde: Cambrigde University Press, 2006. 426p.

NICHOLS, G. **Sedimentology & stratigraphy**. Wiley-Blackwell, Chichester, 2009. 419 p.

PENTLAND, A. A method of measuring the angularity of sands. **Royal Society of Canada Proc. Trans.** (Ser. 3), v.21, 1927.

PORTO-FILHO, E. **Sedimentometria e algumas considerações sobre a biogeoquímica dos sedimentos de fundo da Lagoa da Conceição, Ilha de Santa Catarina**. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-graduação em Geografia. Centro de Filosofia e Ciências Humanas. Universidade Federal de Santa Catarina. Florianópolis, 1993.

PYE, K.; TSOAR, H. **Aeolian sand and sand dunes**. Berlin: Springer, 2009.

RASBAND, W.S. **ImageJ**. National Institutes of Health, Bethesda, Maryland, USA. 2004. Disponível em < <http://rsb.info.nih.gov/ij/>>. Acesso em 20/10/2012.

REINSON, G.E.. Transgressive barrier island and estuarine systems. In: Walker R.G.; James N.P. (ed.). **Facies models – response to sea level change**. Stittsville: Geological Association of Canada, 1992. p. 179–194.

RILEY, N. A. Projection sphericity. **Journal of Sedimentary Petrology**, v.11 (2), p. 94-97, 1941.

RUDORFF, F.M.; BONETTI, J.; PEIXOTO, J.R.V.; OLIVEIRA, U.R.DE; BONETTI, C. Setorização do subsistema sul da Lagoa da

Conceição, Santa Catarina. **Brazilian Journal of Aquatic Science and Technology**, v.9, n.2, p.49-56, 2005.

SAWAKUCHI, A.O. **Sistemas deposicionais eólicos quaternários na costa centro-sul catarinense: relações com o nível do mar**. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-graduação em Geologia Sedimentar. Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo, 2003.

SAWAKUCHI, A. O. ; KALCHGRUBER, R.; GIANNINI, P. C. F.; NASCIMENTO JR., D. R.; GUEDES, C. C. F.; UMISED, N. K. . The development of blowouts and foredunes in the Ilha Comprida barrier (Southeastern Brazil): the influence of Late Holocene climate changes on coastal sedimentation. **Quaternary Science Reviews**, v. 27, p. 2076-2090, 2008.

SEN GUPTA, B. K. **Modern foraminifera**. Kluwer Academic Publishers, 2002.

SELLEY, R. C.. **Applied sedimentology**. Academic Press, 2 ed., 2000. 523p.

SOUZA SIERRA, M. M.; SORIANO-SIERRA, E. J.; DA SILVA SALI, J. R.. Distribuição espacial e temporal dos principais nutrientes e parâmetros hidrológicos da Lagoa da Conceição. In: Sierra de Ledo, B. & Soriano-Sierra, E. J. (eds). **O ecossistema da Lagoa da Conceição**. Florianópolis: NEMAR/CCB/UFSC, SDM/FEPEMA, 1999. p. 63-87.

SUGUIO, K. **Introdução à sedimentologia**. São Paulo: Edgard Blücher, 1973. 317p.

SUGUIO, K.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; DOMINGUEZ, J. M. L.; FLEXOR, J. M.; AZEVEDO, A. E. G.. Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 15, p. 273-286, 1985.

SUGUIO, K. **Tópicos de geociências para o desenvolvimento sustentável: as regiões litorâneas**. Geologia USP, Séries Didáticas, vol.2, p.1-40, 2003.

TABAJARA, L.L.; MARTINS, L.R.. Classificação textural de sedimentos praias e a relação com os processos morfogenéticos eólicos e marinhos. **Gravel**, v.4, p. 99-107, 2006.

VICTORINO, Célia Jurema Aito. **Planeta água morrendo de sede: uma visão analítica na metodologia do uso e abuso dos recursos hídricos**. Porto Alegre: EDIPUCRS, 2007. 101 p. Disponível em <<http://www.pucrs.br/edipucrs/online/planetaagua/planetaagua/planetaagua.html>>.

VIEIRA, C. V.. **Mapeamento geológico costeiro e evolução paleogeográfica do setor oriental da folha Garuva, nordeste de Santa Catarina, Brasil**. Dissertação de Mestrado. Centro de Filosofia e Ciências Humanas. Programa de Pós-Graduação em Geografia. Universidade Federal de Santa Catarina. Florianópolis, 2008.

VIEIRA, C.V.; FELIX, A. ; BAPTISTA, E. M. C. ; HORN FILHO, N. O. . Paleogeografia da planície costeira das folhas Jaguaruna e Lagoa de Garopaba do Sul, setor Meridional do litoral de Santa Catarina, Brasil. **Geosul**, v. 24, p. 91-112, 2009.

VILLWOCK, J.A. **A costa brasileira: geologia e evolução**. Notas Técnicas. CECO. UFRGS, Porto Alegre, n.7, p 38-49, 1994.

VILLWOCK, J.A., DEHNHARDT, E.A., LOSS, E.L.; HOFMEISTER, T. Turfas da província costeira do Rio Grande do Sul: geologia do depósito de Águas Claras. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 31, 1980. Camboriú. **Anais...SBG**,1980. p.500-512.

VILLWOCK, J. A.; TOMAZELLI, L. J.; LOSS, E. L.;DEHNHARDT, E. A.; HORN FILHO, N. O.; BACHI, F.A.; DEHNHARDT, B. A. Geology of the Rio Grande do Sul coastal province. **Quaternary of South America and Antarctic Peninsula**, v. 4, p. 79-97, 1986.

WADELL, H.. Volume, shape and roundness of quartz particles. **The Journal of Geology**, v.43, p. 250–80, 1935.

WASEDA, A.; DIDYK, M.B.; KAJIWARA, Y.. Carbon isotope compositions of organic matter from the Chile continental margin. In: LEWIS, S.D.; BEHRMANN, J.H.; MUSGRAVE, R.J.; CANDE, S.C.

(ed.). **Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results**, vol.141, 1995.

WENTWORTH, C. K.. A scale of grade and class terms for clastic sediments. **The Journal of Geology**, v. 30, p.377–392, 1922.

XIAO, H.Y.; LIU, C.Q.. Identifying organic matter provenance in sediments using isotopic ratios in an urban river. **Geochemical Journal**, v.44, p. 181 – 187, 2010.

ZULAR, A.; SAWAKUCHI, A.O, GUEDES, C.C.F.; MENDES, V.R.; NASCIMENTO JR., D.R.; GIANNINI, P.C.F.; AGUIAR, V.A.P.; DEWITT, R.. Late Holocene intensification of colds fronts in southern Brazil as indicated by dune development and provenance changes in the São Francisco do Sul coastal barrier. **Marine Geology**, v.335, p. 64 – 77, 2013.

Homepage:

<http://www.horiba.com/br/scientific/products/particle-characterization/particle-size-analysis/details/la-950-laser-particle-size-analyzer-108/>